MIHAI E. POPA

ELEMENTE DE GEOLOGIE ŞI PALEONTOLOGIE

editura universităţii din bucureşti®

BCU BUCUREŞTI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Cuprins

Capitolul I. Introducere....5
Capitolul II. Definiţii, domenii, importanţă....9
Capitolul III. Istoricul Geologiei şi Paleontologiei....15
Capitolul IV. Principiile Geologiei stratigrafice....21
Capitolul V. Metode de cercetare în Geologie....24
Capitolul VI. Patrimoniul geologic....27
Capitolul VII. Structura internă a Pământului....29
Capitolul VIII. Tectonica globală....34
Capitolul IX. Geologie structurală....49
Capitolul X. Minerale....57
Capitolul XI. Magmatismul şi rocile magmatice....60
Capitolul XII. Metamorfismul şi rocile metamorfice....71
Capitolul XIII. Roci sedimentare şi sisteme depoziţionale....74
Capitolul XIV. Stratigrafie....81
Capitolul XV. Originea vieţii, avânt evolutiv şi extincţie....90
Capitolul XVI. Elemente de evoluţionism....96
Capitolul XVII. Paleobotanică şi Palinologie....101
Capitolul XVIII. Paleozoologie....135
Capitolul XIX. Geologie istorică....152
Resurse web....213
Bibliografie....214
Anexe....230

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Albişoarei.

[Roy:] "*I've seen things, you people wouldn't believe, hmmm.*
... attack ships on fire off the shoulder of Orion.
I've watched C Beams glitter in the dark near the Tannhauser Gate.
All those moments, will be lost in time like tears in rain..."
Tears in Rain, Blade Runner, 1982, by Vangelis.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul I. Introducere

Cartea îşi propune să introducă cititorul în Geologie şi Paleontologie, propunându-şi să fie o abordare pentru neiniţiaţii acestor domenii fundamentale ale ştiinţei. Am căutat să abordez Geologia şi Paleontologia în mod simplu, direct, discutând principiile lor de bază, teoriile şi conceptele lor principale, precum şi direcţiile actuale de cercetare, astfel încât cititorul să poată obţine deopotrivă o imagine de ansamblu şi în acelaşi timp de detaliu asupra acestor ştiinţe speciale. Geologia însăşi este un domeniu special al ştiinţei, în care vocaţia cercetătorului dedicat ei este pe primul loc. Geologia nu poate fi făcută fără chemare şi pasiune, fiind asemănătoare din acest punct de vedere mai degrabă cu Teologia, decât cu alte ştiinţe. De aceea, geologii sunt profesionişti deosebiţi, dublaţi de oameni speciali care au avut norocul să îşi aleagă un drum rar, greu, dar plin de satisfacţii intelectuale şi sufleteşti. Geologia în România de astăzi începe să îşi revină după o perioadă dificilă, în care ştiinţele Pământului şi ale Vieţii au intrat într-o eclipsă nedreaptă, în special din cauze economice. Dealtfel, îndreptarea acestor cauze a început să ducă la un reviriment al Geologiei şi al Biologiei în general şi din acest punct de vedere sunt optimist cu privire la viitorul Geologiei în ţara noastră.

Un curs introductiv de Geologie şi Paleontologie este foarte util şi necesar studenţilor facultăţilor de Biologie şi Geografie, din orice universitate de limba română. De aceea am ales să intitulez cursul „Elemente de Geologie şi Paleontologie", pentru a sublinia utilitatea şi valenţele unei asemenea cărţi pentru cele două feluri de facultăţi. Pentru studenţii la Biologie, un asemenea curs este extrem de util şi semnificativ, deoarece reprezintă una dintre rarele ocazii pe care le întâlnesc în pregătirea lor pentru a înţelege Geologia. Tot pentru ei, Paleontologia este indispensabilă înţelegerii realităţii biologice de astăzi, biosfera actuală fiind rezultatul evoluţiei şi a transformărilor continui vreme de peste trei miliarde de ani, fapt fundamental puţin cunoscut şi mai ales înţeles de către biologi în general. Pentru studenţii la Geografie, cursul de asemenea reprezintă una dintre rarele ocazii de a înţelege Geologia, ca stiinţă onestă şi robustă ce restituie cu naturaleţe esenţa ştiinţelor Pământului, din care Geografia modernă îşi revendică o parte dintre izvoarele şi rădăcinile sale ştiinţifice. Chiar şi pentru studenţii la Geologie, cursul este util în vederea detalierii cunoştinţelor de bază pe care le primesc în primii ani de studii.

Cartea de faţă este concepută în urma activităţii mele didactice în cadrul

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Universităţii din Bucureşti, desfăşurată cu studenţi de la facultăţile de Biologie, Geologie şi Geografie. La studenţii Facultăţii de Biologie, a fost ţinut cursul de Elemente de Geologie şi Paleontologie, schimbat în 2006 drept cursul de Geologie şi Geomorfologie, iar la studenţii de la Facultatea de Geografie a fost ţinut cursul de Geologie generală. Cartea de faţă este potrivită atât ca programă, cât şi ca abordare, studenţilor celor două facultăţi, în cadrul cursurilor sus-amintite. Cursul de Elemente de Geologie şi Paleontologie nu este un demers nou, înaintea sa, domeniile acestea au mai fost abordate printr-o serie de cursuri de Geologie fizică generală, precum acelea ale autorilor Răileanu & Pauliuc (1969), Lăzărescu (1980), Dragomir (1994), Anastasiu et al. (1998), Şeclăman et al. (1999), Ţicleanu & Pauliuc (2003), Damian (2004) sau de Geologie structurală şi tectonică globală, precum acelea publicate de Bleahu (1983) şi de Pauliuc & Dinu (1985). Cursuri de Paleontologie şi Stratigrafie au fost publicate de către Saulea (1967), Barbu (1968), Hanganu (1977), Tătărâm (1984, 1988), Petrescu & Dragastan (1981), Dragastan et al. (1980), Neagu et al. (2002, 2003a, b) şi Grigorescu (2003). O carte specială, care mi-a influenţat adolescenţa şi care m-a convins să îmi urmez chemarea spre Geologie, a fost aceea publicată de Dan Grigorescu (1980), titlu de referinţă în literatura de popularizare a Paleontologiei şi Stratigrafiei din ţara noastră, fără de care publicistica românească ar fi fost mult mai săracă. Cartea a fost cu atât mai inspirată în contextul său istoric, cu cât nu oglindea cu nimic influenţa sovietică sau ideologia comunistă în general asupra Geologiei româneşti.

Cursuri semnificative de Geologie şi Paleontologie vin în special din Satele Unite ale Americii, ţara unde Geologia şi-a găsit un ecou firesc în viaţa ştiinţifică şi în constiinţa societăţii americane. De aceea, literatura geologică americană, atât educaţională sau de popularizare, cât şi stiinţifică, este deosebit de bogată, de diversă şi de înaltă calitativ. Citările geologilor şi paleontologilor americani în literatura internaţională sunt cele mai frecvente, fapt care îi situează pe aceştia în avangarda cercetărilor în Geologie. Spre deosebire de Statele Unite, ţările fostei Uniuni Sovietice au pierdut iniţiativa în urma subfinanţării cronice a acestor ştiinţe, în ciuda existenţei unor şcoli de valoare în Geologie şi Paleontologie şi a unor personalităţi remarcabile în ţări precum Rusia sau Ucraina. Spre deosebire de acestea, China se găseşte astăzi într-un avânt ştiinţific fără precedent, oglindit şi în Geologie, care vine şi din politica stiinţei chineze, ţara unde ştiinţa este considerată azi drept o prioritate naţională. Producţia de literatură ştiinţifică chineză este remarcabilă în ultimii zece ani, făcând din China al doilea publicist de valoare pe scena internaţională a valorilor ştiinţifice în general, după Statele Unite ale Americii. Lucrări americane cu valoare ridicată educaţională în Geologie şi

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Paleontologie sunt acelea ale lui Dott & Prothero (1994), Wicander & Monroe (1993) sau Stanley (1986), respectiv Tilden et al. (1997), ultima legată de geologia parcurilor naţionale americane.

Prezentul curs de Geologie şi Paleontologie vine în acest peisaj cu avantajul unei abordări moderne, aduse la zi, a fenomenelor şi proceselor geologice şi paleobiologice, dublată de o interfaţă de curs online, la "Mihai's Paleobotany Chronicles", respectiv la *http://mepopa.com/egp.htm*. Interfaţa online asigură o detaliere a subiectelor de examen, a temelor discutate la cursuri, a materiei predate la lucrările practice, atât pentru studenţii biologi cât şi pentru studenţii geografi. Folosirea în scop educaţional a website-ului "Mihai's Palaeobotany Chronicles", lansat la 21 mai 2004, s-a dovedit de-a lungul anilor extrem de utilă, astfel încât studenţii îşi pot şi au putut completa informaţiile în timp real, de-a lungul desfăşurării cursului. Experienţa avută şi interesul stundenţilor pentru versiunea online a cursului, m-au făcut să îmbunătăţesc acest instrument şi să îl folosesc intensiv în procesul de predare-învăţare. În paralel cu activitatea educaţională desfăşurată online, am putut dezvolta şi rafina, pentru cursul de Elemente de Geologie şi Paleontologie, o serie substanţială de prezentări în MS Powerpoint, prezentări care au avut un mare succes la curs şi la lucrări practice. Dealtfel, prezentările în Powerpoint au fost întotdeauna accesibile studenţilor, urmând ca acestea să fie accesbile şi online, la acelaşi url.

Abordarea propusă este aceea de a accelera înţelegerea acestor procese prin simplificarea şi explicarea lor într-o manieră cât mai inteligibilă şi mai naturală, fără a pierde esenţele şi fără a face rabat de la rigoarea ştiinţifică a acestor domenii. Cursul de faţă abordează paradigmele Geologiei şi Paleontologiei printr-o manieră proprie, lipsită de partizanat sau de discriminare ştiinţifică. Astfel de paradigme abordate sunt structura internă a Pământului, originea Pământului ca planetă, formarea Lunii, originea vieţii, evoluţionismul şi originea omului. În privinţa acestor paradigme, am încercat să explic diversele puncte de vedere în mod just şi cât mai inteligibil. De asemenea, cursul introduce şi detaliază aproape toate tipurile de fenomene şi procese geologice, astfel încât să pregătească cititorul pentru a-şi continua studiile pe orice direcţie aleasă. Scrierea, desenarea figurilor în text şi tehnoredactarea îmi aparţin, folosind MS Word 2003 pentru scrierea brută a textului, Corel Draw & Photo Paint ver. 11 pentru ilustraţii şi QuarkXpress ver. 6.5 pentru layout-ul cărţii. Sistemul de citare şi bazele de date bibliografice le-am adaptat şi dezvoltat de-a lungul anilor folosind ISI Thomson Endnote ver 6.0. Ilustraţiile fie îmi aparţin, fie, atunci când ele sunt preluate de la autori anteriori, sursa lor a fost indicată în explicaţiile figurilor în text respective.

De-a lungul scrierii acestei cărţi am fost sprijinit şi încurajat de prieteni şi

colegi, cărora doresc să le mulţumesc călduros. Dl. Prof. Dr. Doc. Theodor Neagu, membru al Academiei Române, Dl. Prof. Dr. Dan I. Grigorescu şi Dl. Prof. Dr. Nicolae Ţicleanu au recitit textul şi au contribuit cu observaţii valoroase, ridicând astfel valoarea cărţii în ansamblu, iar D-ra Conf. Dr. Ing. Iulia V. Lazăr a contribuit cu observaţii utile. Mulţumesc de asemenea D-lui Lect. Dr. Ing. Zoltan Csiki, pentru discuţiile utile avute şi pentru observaţiile inspirate. Mulţumesc D-lui Prof. Dr. Ing. Anton Anton, pentru încurajările şi întrebările permanente, care au avut darul de a accelera scrierea acestei cărţi. Mulţumesc în mod deosebit D-rei Ec. Raluca Păuna, care m-a încurajat şi m-a inspirat permanent, a recitit şi a corectat textul, fără ajutorul domniei sale această carte având să devină mai săracă. Mulţumiri şi D-lui Geol. Sorin Buică, pentru asistenţa legată de software şi hardware. Nu în ultimul rând, doresc să mulţumesc părinţilor mei, D-lui Emil Popa şi D-nei Mihaela Popa, pentru încurajări, precum şi fratelui meu, Dl. Emanuel Popa, pentru suport.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul II. Definiţii, domenii, importanţă

Geologia este stiinţa care se ocupă cu studiul Pământului, este o stiinţă fundamentală cu aplicaţii semnificative. Geologia face parte din grupul de ştiinţe numit „ştiinţele Vieţii şi ale Pământului", grup de ştiinţe fundamentale ce cuprinde două domenii: Geologia şi Biologia. Din punct de vedere etimologic, termenul are două părţi: *Geos* (Pământ) şi *Logos* (Stiinţă). La începuturile Geologiei ca ştiinţă, termenul sinonim iniţial a fost cel de Geognozie, adică de cunoaştere a Pământului, însă treptat, termenul a pierdut din influenţă în favoarea Geologiei.

Geologia studiază Pământul în ansamblu, atât la suprafaţă, cât şi în adâncime, din punct de vedere al structurii interne şi al interacţiunilor dintre geosfere. Geologia studiază şi explică formarea Pământului, structura sa internă, evoluţia sa în timp geologic de la formare şi până astăzi, configuraţiile sale paleogeografice, formarea munţilor, deriva continentelor, expansiunea fundurilor oceanice, evoluţia formelor de viaţă terestre, catastrofele majore de-a lungul istoriei Pământului, distribuţia materiilor prime, originea şi evoluţia formelor de relief, formarea şi compoziţia mineralelor şi a rocilor, alături de multe alte provocări pentru care răspunsurile sunt esenţiale cunoaşterii umane şi dezvoltării societăţii. În sensul pe care l-am acordat aici Geologiei, aceasta este echivalentă cu ceea ce a fost denumit epistemologic ca "Ştiinţele Pământului" sau "Earth Sciences".

Un aspect mai rar discutat în sfera de activitate economică, culturală, socială sau conservaţionistă este faptul că Geologia şi geodiversitatea unei regiuni reprezintă coloana vertebrală a teritoriului respectiv, oferind morfologia substratului sau relieful, geometria reţelei hidrografice, distribuţia resurselor minerale, distribuţia directă a aşezărilor umane, a reţelelor de transport şi economia regiunii. Biocenozele asociate urmează cu fidelitate pattern-ul indus de condiţiile geologice habitatului natural. În consecinţă, reiese limpede că Geologia deţine cheia multor procese petrecute în natură, iar conservarea geodiversităţii este la fel de necesară ca şi conservarea biodiversităţii. Geologia este o ştiinţă complexă, cu multiple domenii, cu valenţe fundamentale esenţiale şi cu aplicaţii importante într-o serie de ramuri primare ale activităţii umane. Domeniile Geologiei sunt următoarele:

1. Cristalografia este ştiinţa care se ocupă cu studiul structurii şi proprietăţilor cristalelor. Un cristal este o structură materială bine definită din punct de vedere

BCU „M. EMINESCU" IAŞI
GEO-GEOGRAFIE

geometric, cu o organizare regulată, determinată de o reţea cristalină.

2. Mineralogia este ştiinţa care se ocupă cu studiul mineralelor componente din structura diferitelor tipuri de roci cu compoziţie bine stabilită, mineralele putând avea structuri cristaline sau amorfe. Un mineral este o entitate stabilă din punct de vedere chimic şi fizic, omogenă, cu geometrie determinată de proprietăţile cristaline.

3. Petrologia este ştiinţa rocilor. Rocile sunt agregate minerale cu compoziţie şi origini foarte diverse, fiind reprezentate de trei tipuri genetice: magmatice, metamorfice şi sedimentare.

4. Geochimia este o ramură a Geologiei şi a Chimiei simultan, se ocupă cu studiul proceselor chimice desfăşurate în roci, minerale şi fosile, astăzi sau în trecutul Pământului. Geochimia se ocupă cu ocurenţa diverselor elemente utile în scoarţa terestră, contribuind decisiv la descoperirea unor noi zăcăminte de substanţe minerale utile.

5. Tectonica este ştiinţa care se ocupă cu studiul proceselor tectonice, procese de mare amploare legate de structura şi evoluţia invelişului extern al planetei, numit litosferă. Tectonica cuprinde câteva domenii majore ce corespund unor teorii de amploare unificate în cadrul acestei ştiinţe, cum sunt orogeneza (formarea munţilor), deriva continentelor şi expansiunea fundurilor oceanice.

6. Geologia structurală este ştiinţa care se ocupă cu studiul diverselor tipuri de structuri litosferice, cu modul de aranjare şi cu structura corpurilor de roci.

7. Paleontologia este ştiinţa care se ocupă cu studiul fosilelor. Fosilele sunt resturi conservate de organisme sau urme de activitate ale acestora. Aceste organisme au trăit în timp geologic, având sau nu reprezentanţi actuali. Fosilele reprezintă o fracţie extrem de redusă din paleobiocenozele din care provin, datorită factorilor de descompunere, transport, îngropare, transformare, cum sunt diageneza sau metamorfismul şi dezagregare, factori care reduc drastic raportul dintre diversitatea fosilelor şi diversitatea paleobiocenozelor. Paleontologia se înrudeşte foarte strâns cu Paleobiologia, cu care aproape se suprapune epistemologic, Paleobiologia având un caracter teoretic mai pronunţat şi cu aplicaţii actualistice mai evidente. Paleontologia se împarte în următoarele subdomenii de cercetare:

BCU "Ovidius" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7.1. Paleozoologia: studiază fosilele de animale;
7.2. Paleobotanica: se ocupă cu studiul fosilelor de plante superioare (cormofite, traheofite sau plante terestre);
7.3. Paleoalgologia: se ocupă cu studiul fosilelor de alge;
7.4. Paleopalinologia: se ocupă cu studiul sporilor şi polenului fosil;
7.5. Micropaleozoologia: se ocupă cu studiul microfosilelor de animale, marine sau terestre;
7.6. Paleoichnologia: se ocupă cu studiul urmelor de viaţă lăsate de organisme în timp geologic;
7.7. Paleoetologia: se ocupă cu studiul comportamentului animal de-a lungul timpului geologic.

8. Geologia istorică este domeniul Geologiei care se ocupă cu istoria Pământului în ansamblu, luând în considerare atât fenomenele tectonice, petrologice, chimice cât şi biotice. Geologia istorică se bazează pe principiile Stratigrafiei pentru a descifra în detaliu istoria planetei.

9. Stratigrafia este ştiinţa ordonării, corelării şi datării corpurilor de roci, furnizează date esenţiale asupra vârstei rocilor studiate, un aspect fundamental în Geologie. Include subdomenii precum Biostratigrafia, Litostratigrafia, Cronostratigrafia şi Geocronologia.

10. Paleoecologia este ştiinţa care se ocupă cu studiul reconstuirii paleoecosistemelor, aplicând principiile de ecologie actuală paleoecosistemelor, în trecutul geologic.

11. Paleogeografia este ştiinţa care se ocupă cu studiul diverselor configuraţii geografice în timp geologic, aplicând principiile tectonicii globale şi modelând procesele geologice de ansamblu pentru a reconstitui paleogeografia generală sau de detaliu.

12. Pedologia este ştiinţa solurilor, fiind un domeniu restrâns al Geologiei aplicat la soluri ca roci reziduale, aflate la interfaţa dintre litosferă, biosferă, atmosferă şi hidrosferă. Studiul solurilor fosile, din trecutul geologic, poartă numele de paleopedologie.

13. Geomorfologia este domeniul geologic care se ocupă cu studiul formelor de relief interpretate ca rezultat al acţiunii factorilor modelatori externi sau exogeni,

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

asupra litosferei. Relieful este rezultatul interacţiunii dintre factorii exogeni, structura geologică şi litologie, fiind întotdeauna expresia directă a geologiei unei regiuni. Un domeniu al geomorfologiei este morfologia carstică.

14. Speologia, carstologia sau ştiinţa carstului, este o ramură a Geologie care se ocupă cu studiul domeniilor speleale, al peşterilor, în colaborare cu Biospeologia.

15. Geologia marină este ştiinţa ce studiază procesele ce se desfăşoară în bazinele marine sau oceanice, precum şi în zonele de coastă.

16. Geofizica este studiul Pământului prin metode indirecte, fiind folosite diferite tipuri de echipamente electronice pentru a înţelege diverse procese şi structuri geologice. Aplică direct principiile Fizicii la studierea Pământului, studiind în principal câmpurile gravitaţional, electric şi magnetic pentru a interpreta realitatea geologică, mai ales acolo unde accesul direct este imposibil, cum este cazul structurilor adînci din scoarţă, din manta sau din nucleul terestru. O ramură a Geofizicii este şi seismologia sau ştiinţa cutremurelor.

17. Geologia aplicată este adaptată necesităţilor tehnice din diferite domenii ale Geologiei, cum este cazul petrolului, gazelor naturale, cărbunilor, zăcămintelor metalifere sau nemetalifere şi nu în ultimul rând, a apei, domeniu de care se ocupă Hidrogeologia. Astfel de domenii aplicate ale Geologiei poartă numele de Geologia petrolului, Geologia căbunilor, Geologia gazelor naturale, Geologia zăcămintelor, etc.;

18. Geologia inginerească este Geologia aplicată în construcţii de locuinţe sau de obiective industriale şi reprezintă o ramură esenţialmente aplicativă a Geologiei.

19. Geologia economică este geologia aplicată activităţilor economice, de extracţie a diverselor tipuri de resurse minerale.

20. Geoarheologia este Geologia aplicată în Arheologie, desfăşurată în cadrul siturilor arheologice.

21. Glaciologia este acea ramură a Geologiei care se ocupă cu studiul domeniilor criogene, al gheţarilor, calotelor polare, zăpezii şi gheţii.

22. Seismologia este ştiinţa seismelor, acea ramură a Geologiei care se ocupă cu

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

studiul şi predicţia cutremurelor.

23. Geologia planetară sau planetologia este acea ramură a Geologiei care studiază formarea şi structura planetelor şi a sateliţilor lor naturali, în special a planetelor şi sateliţilor de tip terestru.

Geologia este ştiinţa fundamentală asupra Pământului ca planetă de tip terestru, studiind toate procesele şi mecanismele legate de litosferă sau de interfaţa acesteia cu celelalte geosfere, de amploare sau de detaliu, de la suprafaţa scoarţei terestre şi până la nucleu. Din acest punct de vedere, importanţa Geologiei este esenţială pentru înţelegerea Pământului ca planetă, pentru înţelegerea trecului, prezentului şi viitorului acesteia. Fără Geologie, este imposibilă înţelegerea proceselor tectonice, mineralogice, petrografice şi paleobiologice, a proceselor terestre, marine sau oceanice. Geologia este o ştiinţă robustă, onestă, profundă şi de sine stătătoare, cu un obiect de studiu propriu, cu concepte, teorii şi metode de studiu proprii. Geologia este legată strâns de Fizică, Chimie, Biologie şi Astronomie, furnizând date primare şi teme de cercetare indispensabile altor ştiinţe derivate sau aplicative. De asemenea, Geologia este ştiinţa ce permite studiul şi exploatarea resurselor minerale, fără de care societatea umană nu s-ar putea dezvolta şi nu ar putea progresa în nici un fel. Alături de Biologie, Geologia este cel de al doilea pilon, la fel de semnificativ ca şi Biologia, în sistemul ştiinţelor Vieţii şi ale Pământului.

Paleontologia este indispensabilă înţelegerii originii şi evoluţiei vieţii, paradigme fundamentale care au marcat şi continuă să marcheze gândirea umană. Originea vieţii reprezintă una dintre întrebările cheie al cărei răspuns nu poate fi găsit fară contribuţia Paleontologiei. Evoluţia speciilor sau microevoluţia şi geneza grupelor majore de plante şi de animale sau macroevoluţia nu îşi pot afla răspunsul fără aportul Paleontologiei. Paleontologia este o ramură comună Geologiei şi Biologiei, în virtutea faptului că fosilele se găsesc esenţialmente în scoarţă, dar reprezintă în acelaşi timp mărturii ale biologiei organismelor din trecutul geologic.

Ca implicaţie firească a legitimităţii şi importanţei Geologiei ca ştiinţă fundamentală, studiul planetelor în general şi în special al celor din sistemul solar, preponderent al celor de tip terestru, este bazat numai pe Geologie. Cazul planetei Marte este special în acest context, având în vedere prioritătile de explorare a sistemului solar, Marte găsindu-se pe primul loc din acest punct de vedere, după Lună. Geologia Lunii şi a planetei Marte au devenit domenii de sine stătătoare în ultimii 30-40 de ani, ca urmare a dezvoltării tehnologiei, a programelor spaţiale şi

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

a actualităţii întrebărilor fundamentale care îşi pot găsi răspunsurile pe planetele învecinate Pământului. Aceste întrebări sunt legate de originea şi ocurenţa vieţii pe Pământ şi în sistemul solar, de posibilităţile de colonizare, de materiile prime ce se găsesc acolo şi de perspectivele economice fireşti ce decurg din astfel de programe. Perspectivele de explorare directă, prin misiuni umane sau de explorare indirectă, prin trimiterea de sonde automate, inclusiv de roboţi "geologi", cum este cazul roverelor Spirit şi Opportunity, sunt tot mai actuale în privinţa planetei Marte şi a Lunii.

Ca orice ştiinţă complexă şi naturalistică, Geologia îşi are rădăcinile epistemologice în Fizică, Chimie, Biologie, Astronomie şi Matematică. Fizica furnizează bazele teoretice legate de studiul cristalelor, mineralelor şi rocilor, cât şi a structurilor corpurilor de roci, Chimia permite înţelegerea transformărilor mineralogice şi geochimice din litosferă, Astronomia permite înţelegerea formării Pământului ca planetă, existenţa unor ciclicităţi de sedimentare şi originea unor catastrofe majore în trecutul geologic, iar Biologia permite descifrarea paleobiocenozelor şi a paleoecosistemelor sub toate aspectele lor: paleobiodiversitate, sistematică, taxonomie, stratigrafie, evoluţionism, paleoetologie, etc.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul III. Istoricul Geologiei şi Paleontologiei

Grecii antici şi-au pus primele întrebări legate de originea munţilor şi de fosilele marine găsite acolo. Leonardo da Vinci, în secolul al XV-lea, a desenat aflorimente şi a discutat originea fosilelor şi Agricola s-a preocupat de clasificarea mineralelor, în secolul al XVI-lea. Bernard Palissy a fost printre primii cercetători-amatori în Paleozoologie, fiind implicat în producţia porţelanului. În secolul al XVII-lea, Nicolaus Steno a enunţat principiile superpoziţiei stratelor, a orizontalităţii primare şi a continuităţii laterale, valabile şi astăzi, fiind considerat ca primul cercetător ce a enunţat o teorie geologică coerentă. În secolul al XVIII-lea, Robert Hooke (1703) a publicat primele ilustraţii ale unor amoniţi, iar Johan Scheuchzer (1709) a întreprins primele studii de Paleozoologie. Nicolaus Steno sau Niels Stensen (1638-1686) a fost primul mineralog, paleontolog, stratigraf şi geolog, fiind deopotrivă anatomist şi episcop. A enunţat o parte dintre principiile Stratigrafiei şi un principiu de cristalografie şi a călătorit în Europa.

Anglia este considerată ţara în care s-a născut Geologia ca ştiinţă, deoarece aici William Smith a publicat în 1815 prima hartă geologică din lume, iar James Hutton (1795) a enunţat embrionii teoriei plutoniste şi ai principiului uniformitarianismului, preluat mai târziu de Charles Lyell (1830). Conform teoriei plutoniste, procesele geologice au o origine legată de structura internă a Pământului, în secolul al XVIII-lea. Plutonismul l-a avut drept co-autor şi pe Leopold von Buch, şi s-a opus ca teorie neptunismului lui Abraham Gottlieb Werner, ce explica fenomenele geologice prin acţiunea directă a oceanelor. William Smith (1769-1839) a fost şi unul dintre primii geologi care au recunoscut importanţa fosilelor ca indicatori de vârstă ai rocilor în care se găsesc, folosind fosilele pentru a corela strate de aceeaşi vârstă şi pentru a desena harta geologică a Angliei. Smith este autorul primei hărţi geologice a Marii Britanii, fiind şi prima hartă geologică din lume, tot Smith fiind şi autorul unei aserţiuni faimoase referitoare la vârsta şi originea Pământului ca planetă: „there is no vestige of a beginning, no prospect of an end". Smith a inventat coloana litostratigrafică, a fost un pasionat paleontolog şi a influenţat enorm Geologia vremii sale. I-au urmat Roderick Murchinson (1792-1871), care a pus bazele stratigrafiei Cambrianului şi Silurianului, precum şi Adam Sedgwick (1785-1873), influent geolog şi stratigraf, unul dintre opozanţii ştiinţifici ai lui Murchinson.

Neptunismul lui Abraham Werner (1787) a încercat să impună ideea

BCU "CAROL I" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

originii crustei terestre şi a reliefului din ocean. În opinia lui Werner, rocile magmatice sau metamorfice s-au format primele, prin precipitare chimică din apa mării, urmate fiind de rocile sedimentare, mai tinere, care au precipitat ulterior. Ideile neptuniste nu i-au aparţinut lui Werner, ci au fost preluate şi rafinate de acesta, imprimându-le un sens mai coerent ştiinţific. Întreaga stratigrafie primitivă de la sfârşitul secolului al XVIII-lea a legat tipurile de roci cu vârsta acestora şi a socotit vulcanismul ca un fenomen geologic insignifiant şi temporar în timp geologic.

În secolul al XIX-lea, la Paris, Georges Cuvier (1769-1832), eminent geolog şi paleontolog francez, a contribuit împreună cu Alexandre Brongniart la desenarea primelor hărţi geologice ale Franţei. Tot Cuvier a enunţat şi principiul catastrofismului, considerând catastrofele drept un factor primordial în succesiunea florelor şi a faunelor în timpul geologic, fiind în acelaşi timp un creaţionist convins. Tot în viziunea lui Cuvier, lumea de azi a luat naştere printr-o catastrofă şi a rămas neschimbată, opunându-se uniformitarianismului, care presupune că procesele geologice au prelucrat lumea încet şi continuu şi continuă să acţioneze neschimbate şi astăzi. Cuvier a încercat să ajusteze ideile Geologiei la ideile biblice şi să armonizeze vederile strict creaţioniste cu principiile Geologiei. Ca paleontolog, Cuvier a înţeles importanţa fosilelor ca indicatoare de vârstă, ca şi Hutton, dar a greşit considerând succesiunea faunelor ca fiind explicată printr-o succesiune continuă de catastrofe, urmate de creaţii speciale, miraculoase, efectuate de Creator. Unul dintre aliaţii lui Cuvier a fost şi unul dintre primii micropaleontologi ai lumii, Alcide d'Orbigny. Ideile catastrofiste ale lui Cuvier şi d'Orbigny au fost preluate necondiţionat şi mecanic de către creaţioniştii moderni dar, în timp ce cei doi geologi au avut scuza contextului intelectual al vremii lor pentru teoria pentru care s-au luptat, creaţionistii moderni nu o mai au nici măcar pe aceasta.

Cuvier a devenit în acelaşi timp principalul adversar al evoluţionismului, reprezentat strălucit prin Jean Baptiste Lamark. În secolul al XIX, teoriile Geologiei se rafinează în strânsă legatură cu teoriile Biologiei, ideea imensităţii timpului geologic şi a îndelungatei istorii a vieţii începând să prindă contur. Lamark a fost un strălucit exponent al evoluţionismului timpuriu, cunoscut astăzi sub numele de lamarkism, un curent ce consideră influenţa biotopului ca fiind foarte importantă în evoluţia speciilor.

În Anglia, Charles Lyell (1830) a cristalizat şi rafinat principiul uniformitarianismului, enunţat incipient de către James Hutton (1785), principiu care avea să fie cunoscut şi detaliat mai târziu în ceea ce este numit astăzi principiul actualismului. Cartea lui Charles Lyell (1830), „Principles of Geology", a

fost una dintre cărţile care l-au influenţat mai târziu pe Charles Darwin în elaborarea teoriei evoluţiei speciilor prin selecţie naturală.

Secolul al XIX-lea a reprezentat şi momentul apariţiei primelor monografii paleozoologice şi paleobotanice prin care s-au pus bazele acestor ştiinţe. August Sternberg a pus bazele Paleobotanicii, iar Adolphe Theodore Brongniart, fiul lui Alexandre Brongniart, este considerat unul dintre părinţii Paleobotanicii, prima sa monografie fiind publicată în 1828. În Statele Unite, unul dintre primii paleobotanişti a fost Leo Lesquereux, care s-a ocupat de florele paleozoice şi mesozoice din America de Nord. Paleontologi celebri ai secolului al XIX-lea precum Georges Cuvier, Alcide d'Orbigny, Schloembach, Leopold von Buch, William Buckalnd, Jean Louis Agassiz şi alţii au fundamentat Paleozoologia. În America, John Hall şi mai târziu, spre secolul al XX-lea, Charles Walcott au contribuit masiv la dezvoltarea Geologiei şi respectiv a Paleontologiei. Agassiz (1807-1873) a publicat monografii legate de peştii paleozoici, a predat istoria naturală la Neuchatel, s-a ocupat de sistematică, paleoclimat, glaciologie, fiind unul dintre adepţii catastrofismului radical. Cuvier a fost un creaţionist convins, unul dintre părinţii catastrofismului, urmat îndeaproape de Alcyde d'Orbigny (1802-1857).

Una dintre cele mai strălucite minţi ale secolului al XIX-lea a fost Charles Darwin (1809-1882), autorul „Originii speciilor" (Darwin, 1859), co-autor al teoriei evoluţioniste moderne împreună cu Alfred Russell Wallace (1823-1913). Astăzi, Charles Darwin este considerat nu numai unul dintre parinţii teoriei evoluţioniste, dar şi un gânditor care a influenţat filosofia şi ştiinţa modernă în mod fundamental. Apariţia „Originii speciilor" în 1859 a reprezentat un punct de cotitură în gândirea biologică şi geologică universală, teoria evoluţionistă a lui Darwin şi Wallace rafinând lamarkismul şi considerând selecţia naturală drept unul dintre mecanismele fundamentale de speciaţie. Teoria evoluţiei speciilor a lui Darwin şi Wallace a fost cu atât mai revoluţionară cu cât autorii nu cunoşteau genetica. Mai târziu, împletirea dintre teoria clasică Darwin-Wallace cu descoperirile genetice a devenit Teoria sintetică a evoluţiei, rafinată de Ernst Mayr, Thomas Morgan, Theodosius Dobzhansky şi George Gaylord Simpson, printre mulţi alţii. Voiajul în jurul lumii la bordul vasului Beagle a fost pentru Charles Darwin marea ocazie de a înţelege fenomene biologice şi geologice complexe, precum şi împletirea strânsă dintre acestea. Darwin a fost influenţat de gândirea lui Charles Lyell, i-a fost student lui Adam Sedgwick, care a înţeles talentul de geolog al lui Darwin. Dealtfel, scopul ştiinţific iniţial al activităţii lui Charles Darwin în voiajul în jurul lumii a fost Geologia, urmând să devină în cele din urmă şi vicepreşedinte al Societăţii Geologice britanice. Dealtfel, contribuţiile geologice ale lui Darwin despre recifii de

corali (Darwin, 1842) şi vulcanism (1844, 1846) au avut un larg ecou în comunitatea geologică a vremii.

Alfred Wegener (1880-1930) a intuit deriva continentelor comparând conturul Africii cu cel al Americii de Sud, de unde a tras concluzia că cele două continente trebuie să fi fost parte dintr-un tot unitar în trecutul geologic. Wegener (1912, 1926) a încercat să demostreze teoria derivei continentelor, aducând dovezi paleontologice, geologice şi climatice, propunând şi numele de Pangeea pentru un supracontinent primordial din care s-au desprins ulterior continentele de astăzi. Teoria lui Wegener a fost considerată eretică şi nu a fost corect luată în considerare de comunitatea ştiinţifică a vremii, dar ulterior, la mult timp după moartea autorului în 1930, în timpul unei expediţii în Groenlanda de Est, teoria sa a fost recunoscută la adevărata ei valoare. Alexander Logie du Toit (1937) a completat teoria lui Wegener cu noi dovezi paleontologice, legate în mod special de un supracontinent austral numit Gondwana, descris de acesta în opoziţie cu un supracontinent boreal, botezat Laurasia. Du Toit (1878-1948) însuşi a contribuit masiv la cunoaşterea geologiei Africii de Sud şi a adus dovezi încontestabile privitoare la paleogeografia Gondwanei şi a Pangeei.

Eduard Suess (1831-1914) a fost profesor al Universităţii din Viena şi s-a ocupat intensiv de Geologia Alpilor. A fost unul dintre înaintaşii tectonicii globale, a intuit cu precizie evoluţia geologică a Alpilor, contextul lor paleogeografic şi a fost unul dintre partizanii teoriei Pământului contractat, teorie care în viziunea lui Dana şi Mallet, încerca să explice mecanismele de subducţie şi de şariere prin reducerea suprafeţei scoarţei terestre.

Descoperirea benzilor de inversiune magnetică de o parte şi de alta a dorsalei medio-oceanice atlantice a demonstrat deriva continentelor, conducând implicit la elaborarea teoriei tectonicii globale şi la ideea de ciclu tectonic. Tuzo Wilson (1908-1993), geolog canadian, a contribuit masiv la cristalizarea teoriei tectonicii globale, la înţelegerea faliilor transformante. În onoarea sa a fost numit ciclul supercontinental, cunoscut astăzi sub numele de "ciclu Wilson", început cu ruperea unui supercontinent, formarea unor noi oceane, colmatarea acestora, ridicarea unor noi catene cutate în urma coliziunii plăcilor litosferice şi formarea din nou a unui supercontinent.

În România, bazele Geologiei au fost puse o dată cu înfiinţarea primei universităţi româneşti, la Iaşi, în 1862, unde au predat Geologia şi Paleontologia Grigore Cobălcescu şi Gregoriu Ştefănescu. La Iaşi, Theodor Văşcăuţanu a contribuit strălucit cu studii de paleozoologie, urmat de paleontologi şi stratigrafi precum Nicolae Macarovici, Liviu Ionesi, Leonard Olaru, Ioan Turculeţ şi Mihai Brânzilă.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" UNIVERSITY LIBRARY

Perioada antebelică a însemnat şi pentru Geologia şi Paleontologia românească, alături de multe alte ştiinţe, un moment de avânt şi de stimulare. În mod natural, cu toate că într-un fel puţin curios, perioada comunistă a adus Geologiei şi Paleontologiei românesti o largă recunoaştere de către structurile statului şi de către societatea românească, în virtutea principiului că resursele minerale ale ţării trebuiesc puse în evidenţă şi exploatate cu profesionalism, fapte care s-au întâmplat în România vreme de peste 45 de ani de la instaurarea comunismului. Independenţa necesară a României şi asociaţiile Geologiei şi Paleontologiei cu industria extractivă, în special cu mineritul, copilul răsfăţat al ideologiei comuniste şi al structurilor postcomuniste, au făcut din aceste ştiinţe domenii în care tradiţia românească s-a consolidat de-a lungul anilor. Perioada de glorie a Geologiei româneşti a început însă să apună spre începutul anilor optzeci, dar lovitura de graţie aproape a venit după evenimentele petrecute în 1989. Anii nouăzeci au însemnat ani foarte dificili pentru Geologia şi Paleontologia românească, marcaţi de un puternic brain-drain şi de subfinanţare cronică, supravieţuirea acestor domenii fiind exclusiv meritul profesioniştilor dedicaţi, care au înţeles să îşi continuie activitatea de cercetare, cu multe sacrificii, în pofida tuturor neajunsurilor şi tratamentelor discriminatorii din partea statului şi a societăţii în general. Nu în ultimul rând, un asemenea drum al Geologiei şi Paleontologiei postdecembriste s-a datorat şi necoeziunii reprezentanţilor lor şi a inconsecvenţelor politicilor de cercetare şi predare din aceste domenii.

La Cluj-Napoca, în cadrul Universităţii Babeş-Bolyai, au predat geologi, paleontologi şi paleobotanişti proeminenţi precum Nicolae Meszaros, Nicolae Şuraru, Răzvan Givulescu, o lungă perioadă la Universitatea din Baia Mare şi predau Iustinian Petrescu, Ioan Bucur, Sorin Filipescu, Vlad Codrea, alături de alţi colegi de valoare.

La Universitatea din Bucureşti, Geologia a început să fie predată o dată cu înfiinţarea universităţii, în 1864. Gregoriu Ştefănescu a fost primul profesor de Geologie al Universităţii din Bucureşti. Aici, Ludovic Mrazec (1906) a fundament teoria diapirelor de sare, teorie care şi-a găsit rapid un ecou larg în lumea întreagă. Tot la Bucureşti a predat şi Sabba Ştefănescu, primul director al Laboratorului de Paleontologie, alături de alţi profesori străluciţi de Mineralogie şi Paleontologie. Laboratorul de Paleontologie al Universităţii din Bucureşti reprezintă una dintre cele mai vechi unităţi de cercetare în Paleontologie din România, fiind înfiinţat în 1905. Printre cei mai pasionaţi şi originali profesori de Paleontologie şi Stratigrafie ai Laboratorului, în cadrul Universităţii din Bucureşti, se pot aminti Ion Simionescu, paleontolog şi neîntrecut scriitor de literatură de popularizare. I-au urmat Ion Z. Barbu, Miltiade Filipescu, Ioana Pană, Aurelia

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bărbulescu, Theodor Neagu, Dan Grigorescu şi Ovidiu Dragastan, iar generaţia mai tânără include pe Alexandru Andrăşanu, Iulia Iazăr, Zoltan Csiki, Marius Stoica şi autorul. O istorie a Laboratorului de Paleontologie a fost publicată de către Theodor Neagu (2005). Profesori ai Facultăţii de Geologie şi Geofizică, de la Catedra de Geologie şi Paleontologie, au fost D. M. Preda, Grigore Răileanu, Vasile Lăzărescu, Simon Pauliuc, Ion Preda, lor urmându-le Nicolae Ţicleanu, Corneliu Dinu şi Eugen Grădinaru.

Institutul Geologic al României, înfiinţat în 1906, a reprezentat un alt pol semnificativ al cercetărilor geologice din România. Înfiinţat la începutul secolului XX, Institutul a editat şi publicat hărţile geologice ale României şi a desfăşurat cercetări de amploare în toate domeniile Geologiei şi Paleontologiei. Aici au activat nume proeminente din Geologia românească, precum Alexandru Codarcea, Dan Patrulius, Ioan Dumitrescu, lor urmându-le Mircea Săndulescu, Tudor Berza, Gheorghe Popescu, Emanuel Antonescu, Sergiu Năstăseanu, Antoneta Seghedi, Ioan Seghedi, Mihai Tatu, Marcel Mărunţiu, printre mulţi alţii. Muzeul de Geologie din Bucureşti este o secţie a Institutului Geologic al României şi reprezintă o instituţie de mare importanţă în educaţia geologică a publicului larg, unde activează de asemenea geologi de valoare.

Alte institute bucureştene de cercetare în Geologie sunt Institutul Naţional de Geoecologie Marină Geoecomar, Institutul Naţional de Geodinamică şi Intreprinderea de Prospecţiuni Geologice, ultima recent privatizată. De asemenea, Academia Română include o secţie de ştiinţe geonomice, cu filiale la Cluj-Napoca şi Iaşi, unde Geologia este reprezentată prin geologi de frunte din România. Companiile de petrol dispun de centre de cercetare în Geologie, aşa cum este cazul Petrom-OMV, ce dispune de un centru modern de cercetare la Ploieşti.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul IV. Principiile Geologiei stratigrafice

Principiile Geologiei şi ale Stratigrafiei sunt strâns legate între ele, aproape identice, au fost stabilite încă de la naşterea Geologiei ca ştiinţă, în secolul al XVIII-lea. Nicolaus Steno (Niels Stensen), William Smith, James Hutton, Charles Lyell şi alţi cercetători proeminenţi au pus bazele acestor principii şi le-au rafinat pe măsură ce cunoaşterea şi înţelegerea geologică se aprofunda. Dott & Prothero (1994) şi Grigorescu (2003) au detaliat aceste principii şi au discutat detalii legate de istoria acestora.

1. Principiul superpoziţiei stratelor
Într-un bazin de sedimentare, cu poziţie originală orizontală, neafectat tectonic, stratele mai tinere sunt sedimentate în mod natural peste stratele mai vechi. În consecinţă, dacă stratele mai tinere se găsesc sub strate mai vechi, putem trage concluzia că succesiunea acelor strate a fost răsturnata tectonic, prin cutare sau prin faliere.

2. Principiul orizontalităţii primare
Presupune faptul că iniţial, stratele sedimentare s-au depus pe suprafeţe orizontale, ca urmare a mişcării apei ce conţine suspensia de sedimente, fapt care a permis generarea unei geometrii planare a acestor structuri primare.

3. Principiul continuităţii laterale
Sedimentele depuse într-un bazin de sedimentare formează un strat cu continuitate laterală originală şi dreaptă pînă la marginea acelui bazin de sedimentare, acolo unde stratul îşi pierde continuitatea laterală şi se subţiază până la grosimea zero.

4. Principiul evoluţiei organismelor
Este cunoscut şi sub numele de principiul succesiunii paleontologice: într-o succesiune de strate de roci, stratele mai tinere conţin fosile mai evoluate decât fosilele din stratele mai vechi. Spre exemplu, strate continentale ce conţin criptogame vasculare de tipul licopsidelor şi ferigilor arborescente, plante superioare primitive, sunt mai vechi decât strate de acelaşi tip ce conţin angiosperme, plante superioare evoluate. Primele asociaţii sunt caracteristice

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Paleozoicului târziu, iar angiospermele sunt caracteristice Cretacicului şi Neozoicului.

5. Principiul actualismului

Actualismul presupune că fenomenele geologice au decurs în mod asemănător cu fenomenele geologice din ziua de azi, dar nu identic, de-a lungul timpului geologic, în baza faptului ca legile Fizicii şi ale Chimiei au rămas neschimbate. Corolarul actualismului se referă la cunoaşterea trecutului înţelegând mai bine fenomenele geologice de astăzi sau altfel exprimat, prezentul este cheia înţelegerii trecutului geologic.

La baza principiului actualismului stă uniformitarianismul lui Charles Lyell (1830), preluat de la James Hutton (1785). Charles Lyell (1797-1875) a susţinut ideea că fenomenele geologice s-au desfăşurat uniform, neschimbate în timp geologic şi perfect asemănătoare cu cele de astăzi, modelând continuu structura Pământului. Lyell este exponentul uniformitarianismului clasic şi extrem, conform căruia procesele geologice s-au desfăşurat din exact aceleaşi cauze şi cu aceeaşi intensitate ca şi astăzi, fapt ce nu corespunde în întregime realităţii geologice şi evoluţiei Pământului ca întreg. Spre exemplu, frecvenţa cutremurelor în viziunea uniformitarianistă extremă a lui Lyell este identică de-a lungul perioadelor geologice, dar ea nu corespunde realităţii deoarece astăzi cunoaştem faptul că în timpul perioadelor de paroxism orogenetic, cutremurele sunt mult mai frecvente decât în timpul perioadelor de linişte tectonică.

Motivele pentru care Charles Lyell a căutat să accentueze în aşa măsură aspectele uniformitarianiste trebuiesc căutate în contextul intelectual al epocii, marcat de intensa rezistenţă la orice reprezenta o ameninţare la doctrina creştină, fundamentată în Geologie prin curentul catastrofist şi creaţionist al lui Georges Cuvier. Lyell a căutat să se opună cât mai viguros creaţionismului reducţionist, într-o epocă în care vârsta Pământului se calcula interpretând Facerea şi de aceea a căutat să accentueze caracterul neschimbat al proceselor geologice în timp.

Actualismul reprezintă rafinarea uniformitarianismului, luând în considerare faptul că unele procese geologice s-au desfăşurat cu intensităţi diferite în timp geologic, în urma variaţiei unor condiţii fundamentale fizice şi chimice, precum durata diferită a anului terestru, a concentraţiei variabile de bioxid de carbon sau de oxigen atmosferic. Prin studii paleontologice, cercetându-se septele secretate diurn ai unor corali paleozoici, s-a putut constata faptul că în Paleozoicul timpuriu, un an terestru număra peste 400 de zile, ca urmare a faptului că viteza de rotaţie a Pământului era mai mare decât astăzi. Un asemenea

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fenomen de variaţie a vitezei de rotaţie a indus şi variaţii în desfaşurarea unor procese biotice şi geologice, variaţii ce sunt luate în considerare de către actualism şi au fost negate de uniformitarianismul clasic. Concentraţia de oxigen atmosferic a variat drastic în timp geologic, fapt care a dus la reacţii radicale ale biosferei. Un asemenea moment a avut loc în Proterozoic, o dată cu prima intoxicaţie cu oxigen, care a dus la declanşarea unor procese de oxidaţie puternice şi care, implicit, au generat "Formaţiunile de fier" sau "Banded Iron Formations" (BIFs). Variaţia bioxidului de carbon atmosferic a variat şi ea puternic de-a lungul istoriei Pământului, generând efecte de seră intense, cum sunt acelea de la limita Triasic-Jurasic si de la limita Permian-Triasic, respectiv limita Paleozoic – Mesozoic. Astfel de concentraţii de bioxid de carbon au indus schimbări majore în biosferă şi au condus la modificarea puternică a unor procese geologice cum sunt ratele de eroziune a catenelor cutate, la variaţii în gliptogeneză, a încărcării cu sedimente a bazinelor sedimentare şi implicit la modificarea vitezei de subsidenţă sau de scufundare, a unor terenuri complexe, regionale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul V. Metode de cercetare în Geologie

Geologia ca ştiinţă include două grupe principale de metode de cercetare: metode directe şi metode indirecte de cercetare. Metodele directe de cercetare presupun accesul direct, nemijlocit şi fizic al cercetătorului la realitatea geologică a aflorimentelor, a mineralelor, rocilor şi fosilelor studiate. Metodele indirecte de cercetare includ metode ce presupun folosirea unor echipamente complexe de cercetare, precum microscoape electronice, microsonde, cromatografe, echipamente de cercetare geofizică, seismografe, magnetometre, electrometre, computere, etc., ce se interpun între realitatea geologică şi cercetătorul geolog.

Metodele directe de cercetare includ cartarea geologică, prelevarea de probe geologice sau paleontologice, lucrul direct pe afloriment în vederea înregistrării informaţiei pur geologice: mineralogia şi petrologia ariei studiate, paleontologia şi structura geologică, vârsta rocilor din afloriment şi în general din aria studiată, precum şi relieful şi evoluţia regiunii. Din acest punct de vedere, Geologia clasică a rămas neschimbată de la începuturile sale şi implică deplasarea pe teren, cu echipamentul adecvat: bocanci, îmbrăcăminte adaptată condiţiilor de lucru, ciocan geologic, busolă geologică, lupă, ac, sticluţă de acid clorhidric, altimetru, carnetul de teren, la care se adaugă aparatul de fotografiat digital şi mai nou, GPS-ul (dispozitivul de navigaţie globală, în contextul Global Positioning System - GPS). Dealtfel, ustensilele simbol ale Geologiei au rămas ciocanul geologic, busola şi lupa, iar simbolul grafic al ştiinţei este reprezentarea a două ciocane geologice încucişate alături de motto-ul „Mente et Malleo" sau „Mintea şi Ciocanul", cu trimitere la inteligenţă şi putere. Simbolistica geologică este strâns legată de cea minieră, cu origini comune din timpul Evului mediu târziu german.

Metodele de cercetare de laborator sunt foarte variate şi complexe, în funcţie de domeniul de cercetare ales în Geologie sau în Paleontologie. Tehnicile de preparare a materialului paleobotanic sau paleozoologic, implică de obicei degajarea şi macerarea materialului vegetal sau animal, separarea fracţiei organice de matricea minerală în vederea clarificării caracterelor morfologice şi structurale. Ele includ procese mecanice de degajare a materialului sau procese chimice de macerare şi dizolvare a matricii minerale.

Secţiunile subţiri sunt foarte frecvent folosite pentru toate tipurile de studii paleontologice, mineralogice sau petrologice şi presupun secţionarea rocilor în

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fragmente atât de subţiri (mai mici de 0,2mm) încât să permită trecerea luminii şi studiul acestora la microscop. Secţiunile subţiri sunt fundamentale în studiile de specialitate, deoarece permit analiza microscopică a mineralelor implicate şi a structurilor microscopice de natură organică, vegetală sau animală.

Microscopia optică, cu lumină transmisă sau polarizată, ce foloseşte secţiunile subţiri, preparatele biologice sau şlifurile (fragmente de rocă şlefuite în vederea studierii în lumină reflectată), este completată de microscopia electronică cu baleiaj clasică (SEM - Scanning Electron Microscopy) sau environmentală (ESEM – Environmental Scanning Electron Microscopy) şi cu fascicol transmis (TEM - Transmitted Electron Microscopy).

Microscopia de toate tipurile este dublată astăzi de programe de analiză a imaginii ce permit automatizarea şi efectuarea de studii statistice accelerate de recunoaştere de culoare şi de morfologie. De asemenea, softurile GIS (Geographic Information System) precum Mapinfo şi Arcview sunt programe de desenare de hărţi ce permit concomitent conectarea acestor hărţi la baze de date de toate tipurile, stocând în mod coerent informaţia de tip geologic şi paleontologic în raport cu distribuţia spaţială, geografică, a acestora.

Alte metode de cercetare de laborator implică studii de refractometrie, difractometrie, radiatii X, tomografie, rezonanţă magnetică nucleară, cromatografie, geochimie şi multe alte tipuri de investigaţii, adaptate tipului de cercetare abordat.

Metodele indirecte de cercetare presupun existenţa unor echipamente complexe de analiză şi cercetare, în special legate de cercetarea geofizică, asupra câmpului gravitaţional, magnetic şi electric terestru. Aerofotogrametria presupune fotografierea teritoriului din spaţiul aerian, folosind un aparat de zbor echipat special pentru fotografii de înaltă rezoluţie. Această tehnică de investigaţie este şi astăzi de actualitate, permiţând folosirea unei informaţii geologice relativ ieftine, cu costuri mai reduse decât în cazul imagisticii satelitare.

Imagistica satelitară, teledetecţia sau metodele de interpretare a informaţiei geologice din satelit – Remote Sensing, are o influenţă din ce în ce mai puternică, devenind astăzi indispensabilă în Geologie, în virtutea faptului că permite identificarea informaţiei de tip geologic cu o acurateţe şi o rezoluţie de neegalat. Evident, tehnicile de remote sensing nu pot înlocui, sub aspectul conciziei informatiei, tehnicile directe de investigaţie, dar ele şi-au arătat o dată în plus valoarea excepţională odată cu explorarea planetei Marte şi a Lunii, acolo unde observaţia directă este extrem de redusă, ca în cazul satelitului natural al Pământului sau cu totul inexistentă, în cazul Planetei Marte. Cartarea prin remote sensing permite identificarea de resurse de materie primă la costuri relativ reduse

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şi cu precizii impresionante, ceea ce a dat în ultimii ani un impuls major metodelor de remote sensing în Geologie şi în Biologie. Imagistica satelitară a pornit ca o aplicaţie militară şi ca o alternativă la aerofotogrametria teritoriului inamic, acolo unde avioanele de aerofotogrammetrie riscau să fie doborâte pe teritoriul ostil. Tehnicile de remote sensing nu presupun folosirea strictă a spectrului vizibil al luminii, ci ele se referă la folosirea şi a altor lungimi de undă, inclusiv la folosirea radarului, a laserului sau a altor tipuri de radiaţii. Ultimele tehnici de remote sensing implică folosirea radarului cu apertură sintetică, util în generarea de hărţi cu planimetrie digitală a terenului, a laserului sau a diverselor tipuri de fotometre şi radiometre. Sisteme de sateliţi implicaţi în remote sensing sunt Spot, Landsat, Ikonos, Radarsat sau Magellan, ce aparţin Statelor Unite sau Uniunii Europene, dar şi unor ţări precum Rusia, Belarus, China, India, Japonia, Argentina sau Israel.

Principalele metode de cercetare indirectă în Geologie cuprind magnetometria, radiometria, electrometria, alături de gravimetrie şi geodezie, cu teledetecţie clasică sau satelitară. Gravimetria este o metodă geofizică ce permite identificarea anomaliilor câmpului gravitaţional în raport cu structura geologică şi litologia specifică regiunii studiate, permiţînd punerea în evidenţă a unor corpuri de roci cu semnificaţie specială, ştiinţifică sau economică precum zăcăminte metalifere, nemetalifere, sare, etc.).

Electrometria este la rândul ei o metodă geofizică de măsurare a rezistivităţii terenurilor studiate, pentru a deduce informaţia litologică sau structurală respectivă. Electrometria se foloseşte cu succes în forajele de toate tipurile, de petrol, de apă, de punere în evidenţă a unor zăcăminte speciale, etc., acolo unde toate categoriile de roci au propria semnatură electrometrică. Prin magnetometrie se determină variaţiile cîmpului magnetic terestru, cu implicaţii în distribuţia diferitelor tipuri de mineralizaţii feroase cu proprietăţi magnetice. Radiometria măsoară proprietăţile radiometrice ale rocilor şi permite identificarea distribuţiei elementelor radioactive în terenurile studiate. Identificarea corectă a structurii de zăcământ a minereurilor uraninifere poate aduce nu numai reduceri semnificative de costuri ale exploatării dar şi la îmbunătăţiri fundamentale a securităţii exploatărilor de uraniu.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul VI. Patrimoniul geologic

Patrimoniul geologic este reprezentat prin valori geologice excepţionale, de patrimoniu, care, prin natura lor, necesită conservare. Aceste valori patrimoniale pot fi situri geologice, adică aflorimente cu importanţă ştiinţifică, estetică sau educaţională excepţională de natură paleontologică, stratigrafică, mineralogică, petrografică sau structurală. De asemenea, valorile patrimoniale geologice pot fi reprezentate prin colecţii de minerale, roci şi fosile cu valoare ridicată, necesitând la rândul lor conservare în perimetre special amenajate. Geodiversitatea este expresia varietăţii geologiei unei regiuni, incluzând rocile, mineralele, fosilele sau structurile geologice deschise la zi prin mijloace naturale sau antropice. Geodiversitatea este echivalentul geologic al biodiversităţii în Biologie.

Localităţile "fossile Lagerstatte" sunt localităţi excepţionale din punct de vedere paleontologic, importante fie datorită concentraţiei masive de resturi fosilizate, fie conservării excepţionale a acestor fosile, fie din amândouă punctele de vedere la un loc. Termenul a fost folosit pentru prima oară de Adolf Seilacher, fiind inspirat de cuvântul Lagerstatte ce semnifică în limba germană zăcământ cu importanţă economică (Gabbott, 2005). Exemple de localităţi fossile Lagerstatte din lume sunt Burgess, în Columbia Britanică, pentru nevertebrate cambriene excepţional conservate, cu părţi moi ale corpului; Chengjian, echivalentul chinez al localităţii Burgess; Messel, în Germania, pentru faună şi floră eocenă; Rhynie, pentru floră şi nevertebrate terestre Devonian timpurii, etc. În România nu au fost declarate până acum localităţi fossile Lagerstatte, dar în ţară există un bun potenţial pentru declararea acestora ca atare. Anina, în Judeţul Caraş-Severin, este conservată excepţional o floră fosilă foarte diversă, carbogeneratoare şi compresivă, de vârstă Jurasic timpurie, în aceleaşi depozite continentale fiind descoperite recent urme de paşi de tetrapode şi tuneluri de dinosaurieni. La Sviniţa, în cadrul Parcului Natural Porţile de Fier, există un sit cu o concentraţie excepţională de amonoidee Jurasic medii, în strate asemănătoare stratelor de Klaus.

În Haţeg există astăzi Geoparcul dinosaurilor din Ţara Haţegului, graţie eforturilor colegilor de la Universitatea din Bucureşti, sub îndrumarea Prof. Dr. Dan Grigorescu, Lect. Ing. Alexandru Andrăşanu şi Lect. Dr. Ing. Zoltan Csiki. În Haţeg, depozitele continentale de vârstă maastrichtiană cuprind o bogată faună cu dinosaurieni, inclusiv cuiburi de ouă. Geoparcul dinozaurilor din Ţara Haţegului a

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fost înfiinţat prin hotărâre de guvern în anul 2004, iar proiectele legate de acest geoparc au început să fie derulate prin SPMG încă din anul 2000. În 2005, Geoparcul dinosaurilor a fost inclus în reţeaua europeană a geoparcurilor. Lucrări legate de geoconsevare au fost publicate de către Bleahu et al. (1976), Grigorescu & Norman (1990), Grigorescu (1994, 1996, 2006), Grigorescu & Andrăşanu (2006), Popa (2003), Popa et al. (2004) şi Androne et al. (2005).

Geologia parcurilor naturale şi naţionale reprezintă coloana vertebrală a resurselor naturale ale acestora. Parcurile naturale reprezintă arii protejate cu o reţea antropică mai bine dezvoltată, în timp ce parcurile naţionale reprezintă arii protejate în care geodiversitatea şi biodiversitatea sunt slab afectate de dezvoltarea umană.

Universitatea din Bucureşti s-a aflat în avangarda geoconservării europene, în 1977 fiind înfiinţat Cercul de Protecţie a Mediului Geologic, cuprinzând cadre didactice ale Catedrei de Geologie şi Paleontologie şi stundenţi geologi. În 1990, cercul a devenit una dintre primele organizaţii neguvernamentale din România, sub numele de Societatea de Protecţie a Mediului Geologic (SPMG). Prof.Dr. Dan Grigorescu şi Lect. Ing. Alexandru Andrăşanu au coordonat numeroase proiecte de geoconservare prin SPMG, reprezentând şi asociaţia europeană de conservare a patrimoniului geologic "Progeo".

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

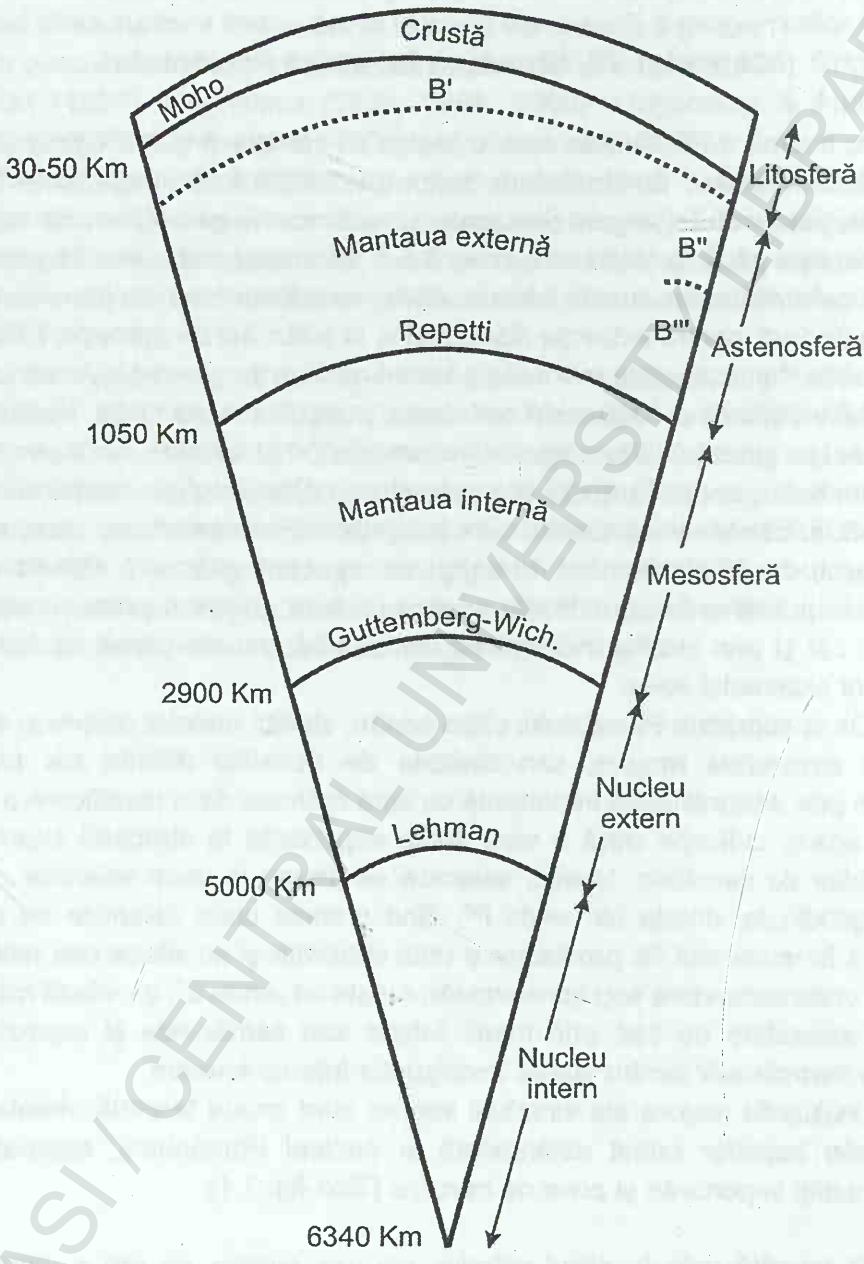
Capitolul VII. Structura internă a Pământului

Structura internă a Pământului este o problemă complexă şi reprezintă şi astăzi un subiect important de dezbatere în lumea ştiinţifică. Cu mijloacele tehnice moderne, putem să înţelegem procesele şi fenomenele geologice prin explorare directă numai până la adâncimea de 2,5-3 kilometri, adâncime la care s-au efectuat cele mai adânci lucrări miniere. Cele mai adânci mine din lume se găsesc în Africa de Sud, pentru extracţia diamantelor, la adâncimi de aproape 3 kilometri, în timp ce în România, cele mai adânci lucrări miniere se găsesc la Anina (Judetul Caraş-Severin), având 1300 metri adâncime, pentru extracţia huilei. Forajele cele mai adânci au ajuns până la adâncimi maxime de 7-10 kilometri, aproape de prima discontinuitate semnificativă din structura Pământului, discontinuitatea Mohorovicic, dar aceste adâncimi sunt insignifiante comparativ cu raza medie a Pământului, de 6370 kilometri. Investigarea structurii interne a Pământului se poate face numai indirect, atât prin analiza undelor seismice produse natural şi artificial, cât şi prin studiul meteoriţilor, consideraţi materia primă de formare a planetelor sistemului solar.

De la suprafaţa Pământului către centru, studiul undelor seismice a arătat diviziuni structurale majore, caracterizate de densităţi diferite ale materiei, separate prin discontinuităţi importante ce sunt marcate de o modificare a vitezei de propagare, indicaţie clară a unor limite importante în structura internă şi a schimbărilor de densitate. Undele seismice se împart în unde seismice primare sau longitudinale, notate ca „unde P", fiind primele unde seismice ce apar la suprafaţă în momentul de producere a unui cutremur şi au viteza cea mai mare; repectiv unde secundare sau transversale, notate ca „unde S", de viteză mai mică. Undele secundare nu trec prin medii lichide sau semilichide şi reprezintă un indicator semnificativ pentru starea învelişurilor interne terestre.

Diviziunile majore ale structurii interne sunt crusta terestră, mantaua, cu stratul său superior numit astenosferă şi nucleul Pământului, separate prin discontinuităţi importante şi zone de tranziţie (Text-fig. 7.1).

1. Crusta terestră este învelişul exterior, cel mai subţire, ce are o comportare mecanică şi tectonică rigidă, comportându-se inflexibil şi suportând presiuni orientate sau stress, pentru lungi perioade de timp (Dinu & Pauliuc, 1985). Crusta are o grosime medie de 10-12 kilometri sub oceane şi 30-50 kilometri sub

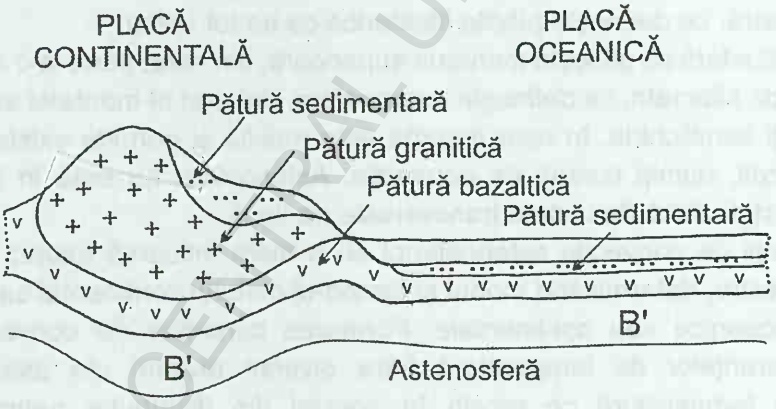


Text-fig. 7.1. Structura internă a Pamântului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

continente, cu grosimi minime de 3-7 kilometri în apropierea rifturilor sau fracturilor oceanice. Crusta este separată de stratul cel mai înalt al mantalei prin aşa numita discontinuitate Mohorovicic, prescurtată ca „Moho", o discontinuitate importantă pusă în evidenţă seismic, înregistrată prin modificarea vitezelor de propagare ale undelor S şi P. În crustă, undele seismice se deplasează cu viteze sub 7 kilometri/secundă, iar sub discontinuitatea Moho acestea capătă o viteză de 8,1-8,2 kilometri/secundă (Pauliuc & Dinu, 1985). Există o deosebire netă în compoziţia şi grosimea crustei per ansamblu, fiind separate două tipuri fundamentale de crustă: crusta oceanică şi crusta continentală (Text-fig. 7.2).

Crusta continentală (Text-fig. 7.2) este cea mai groasă şi cuprinde trei învelişuri, de la suprafaţă spre Moho: învelişul sedimentar, învelişul granitic, tipic continentelor şi învelişul bazaltic. Are o densitate medie de 2,7 grame/cm^3, cu silicaţi de aluminiu, de unde şi numele de „Sial". Învelişul sedimentar este reprezentat prin stiva de roci sedimentare depuse în diferite ambianţe sedimentare de tipul ambianţelor aluviale, fluviatile, lacustre, paludale, etc., în cuprinsul bazinelor de sedimentare continentale sau în ambianţe marine de şelf, de câmpie abisală sau de fosă, în cuprinsul bazinelor sedimentare marine şi oceanice. Învelişul granitic este reprezentat prin granite şi gnaise şi constituie stratul ce conferă cea mai mare grosime plăcilor continentale. Învelişul granitic



Text-fig. 7.2. Crusta, litosfera şi astenosfera.

este substanţial la baza lanţurilor muntoase, constituind „rădăcina" munţilor (Lăzărescu, 1980). Învelişul bazaltic cuprinde bazalte şi gabbrouri. Între învelişul granitic şi cel bazaltic, în plăcile continentale apare o discontinuitate seismică numită discontinutatea Conrad. Crusta continentală include scuturile continentale, unde grosimea acesteia este cea mai mare, catenele muntoase şi unităţile de

platformă, acreţionate sau lipite la scuturile continentale.

Crusta oceanică (Text-fig. 7.2) include învelişul sedimentar şi cel bazaltic, lipsindu-i învelişul granitic, fiind generată de-a lungul dorsalelor medio-oceanice, în regim tectonic exstensiv şi fiind consumată în procesele de subducţie, în regim compresiv. Are o densitate de 3 grame/cm^3 şi este abreviată şi sub numele de „Sima", fiind bogată în siliciu şi magneziu. Învelişul sedimentar al plăcilor oceanice cuprinde sedimente oceanice, depuse în ambianţe sedimentare turbiditice, de câmpie abisală. Învelişul bazaltic include bazalte, pillow lave, spillite şi gabbrouri. Sub acestea s-ar găsi serpentinite, în apropierea discordanţei Moho, foarte rar aflorate sau deschise la zi la suprafaţa Globului, un asemenea caz fiind asociaţia de serpentinite şi gabbrouri din Valea Dunării, la Iuţi şi Eibenthal, în Parcul natural Porţile de Fier.

2. Mantaua (Dinu & Pauliuc, 1985) este stratul intermediar între crustă şi nucleu, cu o grosime de peste 3000 kilometri, incluzând o zonă de tranziţie ce separă mantaua inferioară de cea superioară (Text-fig. 7.1). Se presupune că este alcătuită din peridotit, o roca bogată în magneziu şi fier, neagră şi densă. Sub discontinuitatea Mohorovicic, se înregistrează un strat coeziv cu crusta, aflat imediat sub aceasta, numit stratul B', cu o grosime de 50-150 kilometri sub continente şi 50-70 kilometri sub oceane. Stratul B' împreună cu crusta formează litosfera terestră, ce defineşte plăcile litosferice ca un tot unitar.

Sub litosferă se găseşte mantaua superioară, din care, până la o adâncime de 700-800 de kilometri, se defineşte astenosfera, un strat al mantalei superioare cu proprietăţi semilichide, în care magma este mobilă şi permite existenţa unor curenţi verticali, numiţi curenţi de convecţie. Astenosfera nu este în întregime lichidă, fiind străbătută de undele transversale de tip S.

Curenţii de convecţie astenosferici au o mare influenţă asupra evoluţiei tectonice terestre, determinând modul şi tempo-ul driftului continental sau riftarea unei plăci oceanice sau continentale. Formarea curenţilor de convecţie este datorată diferenţelor de temperatură între diverse niveluri ale astenosferei, diferenţe de temperatură ce provin în special din distribuţia neuniformă a elementelor radioactive din manta.

Zona de tranziţie separă mantaua inferioară de mantaua superioară şi se întinde între adâncimile de 400 şi aproximativ 1000 kilometri, fiind caracterizată de creşterea progresivă a vitezelor undelor seismice. La adâncimea de aproximativ 1050 de kilometri, respectiv la 1050 kilometri sub continente şi la 1250 de kilometri sub oceane (Pauliuc & Dinu, 1985), limita dintre astenosferă şi mantaua inferioară este marcată de discontinuitatea Repetti.

BOJAI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Mantaua inferioară se intinde între adâncimile de 1050 kilometri şi 2900 kilometri, până la limita cu nucleul extern. Aceasta limită este marcată de discontinuitatea Gutemberg-Wiechert. În cuprinsul mantalei inferioare, vitezele undelor seismice cresc (Pauliuc & Dinu, 1985).

3. Nucleul reprezintă ultima diviziune, centrală, în structua Pământului (Text-fig. 7.1). A fost diferenţiat în nucleul extern şi nucleul intern, separate, după unii autori, de o zonă de tranziţie. Nucleul extern este situat între adâncimile de 2900 kilometri şi 5000 kilometri, între discontinuităţile Gutemberg-Wiechert şi Lehman, este considerat a fi lichid datorită faptului că nu este străbătut de undele seismice şi de asemenea de a fi gazda a unor curenţi de convecţie. Sub discontinuitatea Lehman începe nucleul intern, considerat a fi solid, până la adâncimea de 6370 kilometri, o zonă cu caractere omogene din punct de vedere al comportamentului undelor seismice. Nucleul Pământului este considerat a avea o importanţă majoră în geneza câmpului magnetic terestru, constituind sursa internă, principală, a geomagnetismului.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul VIII. Tectonica globală

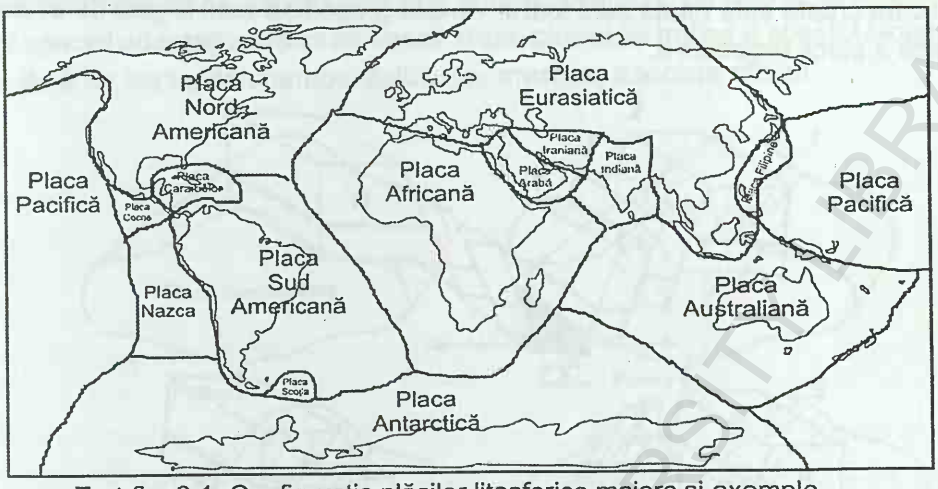
Tectonica globală este teoria unificatoare a proceselor tectonice în ansamblul lor şi cuprinde trei secţiuni majore (Bleahu, 1983, 1989; Pauliuc & Dinu, 1985): teoria expansiunii fundurilor oceanice, deriva continentelor şi teoria tectonicii plăcilor. O carte de specialitate, remarcabilă în peisajul publicistic de limba română, este cea a lui Bleahu (1983, 1989). Termenii de litosferă şi astenosferă capătă o semnificaţie tectonică specială, definind mai coerent imaginea obţinută prin imagistica seismică şi prin observaţiile asupra proceselor tectonice în general.

Plăcile litosferice sunt reprezentate prin fragmente de crustă la care se adaugă coeziv, sub discontinuitatea Moho şi stratul superior, B', al mantalei superioare. Plăcile se găsesc în mişcare pe suprafaţa astenosferei, imaginea clasică a acestei mişcări fiind asimilată cu mişcarea cuburilor de gheaţă ce plutesc într-un pahar cu apă. Conturul plăcilor litosferice este definit prin aşa numitele zone labile ale litosferei, reprezentate prin rifturi, dorsale medio-oceanice, subducţii, triple joncţiuni şi falii transformante, adică zone în care procesele tectonice se desfăşoară preponderent. Zonele labile au semnificaţie geotectonică, deoarece în aceste zone au loc principalele mişcări tectonice, în care se generează sau se consumă material litosferic. Litosfera, în ansamblul ei, este reprezentată printr-un mozaic de plăci litosferice, dintre care 7 plăci litosferice majore: Placa Nord Americană, Sud Americană, Africană, Euroasiatică, Antarctică, Indo-australiană, şi vest Pacifică (Text-fig. 8.1). Nucleele plăcilor litosferice continentale sunt reprezentate prin aşa numitele "scuturi continentale". Acestor scuturi li s-au adaugat, în timp geologic, zone labile, care, pe masură ce au fost acreţionate sau alipite scuturilor, au devenit terenuri stabile şi au format împreună cu acestea unităţi tectonice de platformă, stabile, numite si cratoni, formând astfel masa propriu-zisă a platformelor continentale, mai tinere decât scuturile cărora li se asociază (Text-fig. 8.2).

Plăcile litosferice sunt de două tipuri: continentale, cu grosime mare, incluzând învelişul granitic, alături de învelişul sedimentar şi cel bazaltic şi plăci oceanice, subţiri, numai cu învelişul sedimentar şi cel bazaltic. În astenosferă, datorită distribuţiei diferite de elemente radioactive, se produce o diferenţiere de temperatură şi în consecinţă, naşterea curenţilor de convecţie, cu un rol important în mişcarea plăcilor litosferice. Curenţii de convecţie astenosferici sunt curenţi verticali, aflaţi într-o mişcare circulară de viteză mică, formând aşa numitele celule

BCU "LUCIAN BLAGA" CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

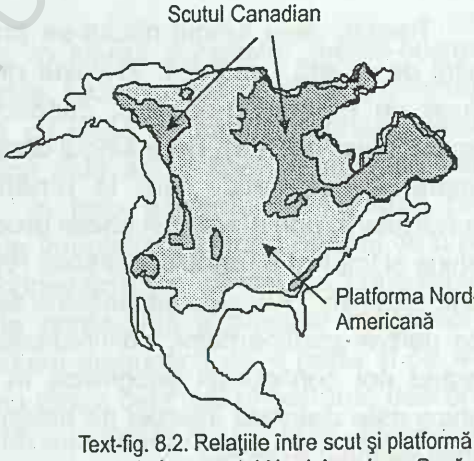
de convecţie. O asociere de două celule de convecţie poate să genereze o ridicare de material magmatic topit ce produce supraîncălzirea şi respectiv



Text-fig. 8.1. Configuraţia plăcilor litosferice majore şi exemple.

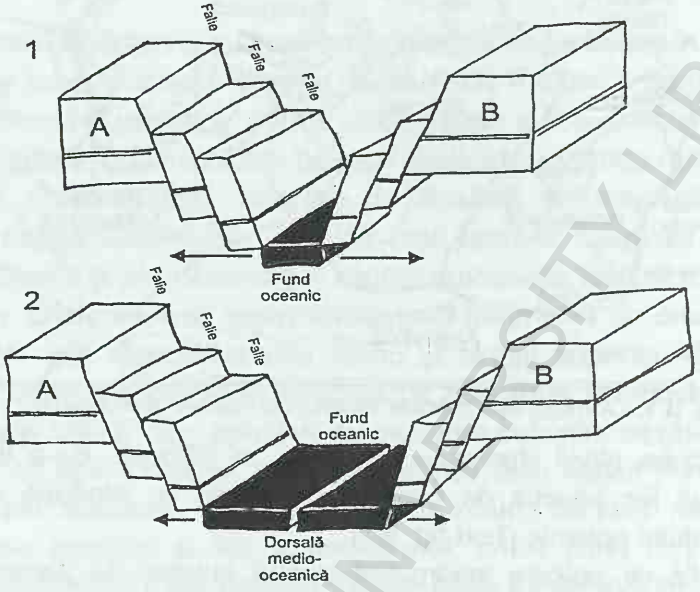
riftarea, fracturarea plăcii litosferice sub care se găseşte, de-a lungul riftului urmând să aibă loc injecţia de material magmatic ce produce expansiunea ulterioară a fundului oceanic (Text-fig. 8.3).

Un alt tip de ridicare magmatică poartă numele de panaş de manta, provenienţa acestuia fiind legată de mantaua inferioară, iar locul unde acest panaş acţionează asupra plăcii litosferice se numeşte "hot-spot" sau "punct fierbinte" (Text-fig. 8.4). În timp geologic, panaşul de manta produce apariţia unor vulcani sau poate produce riftarea profundă a plăcii litosferice respective. Exemplul clasic de hot-spot îl reprezintă hot-spotul pacific, care a generat arcul vulcanic hawaiian şi dorsala Emperor, în continuarea arhipelagului Hawaii, spre Kamciatka şi Insulele Aleutine. Deplasarea arcului este datorată mişcării către nord a plăcii pacifice peste hot-spot, insula cea mai nordică, Kauai, este cea mai veche, de 3,8-5,6 milioane de ani, iar cea mai sudică, Hawaii, este cea mai nouă, de 0,7 milioane de ani (Wicander & Monroe, 1993).



Text-fig. 8.2. Relaţiile între scut şi platformă în cadrul cratonului Nord-American. După Wicander & Monroe (1993).

Un rift (Text-fig. 8.3) este o asociaţie de falii sau plane de ruptură, în placa litosferică respectivă, pe unde are loc injecţia de material magmatic. Motivele pentru care crusta este riftată sunt foarte variate şi acestea sunt legate de evoluţia tectonică a plăcii respective.



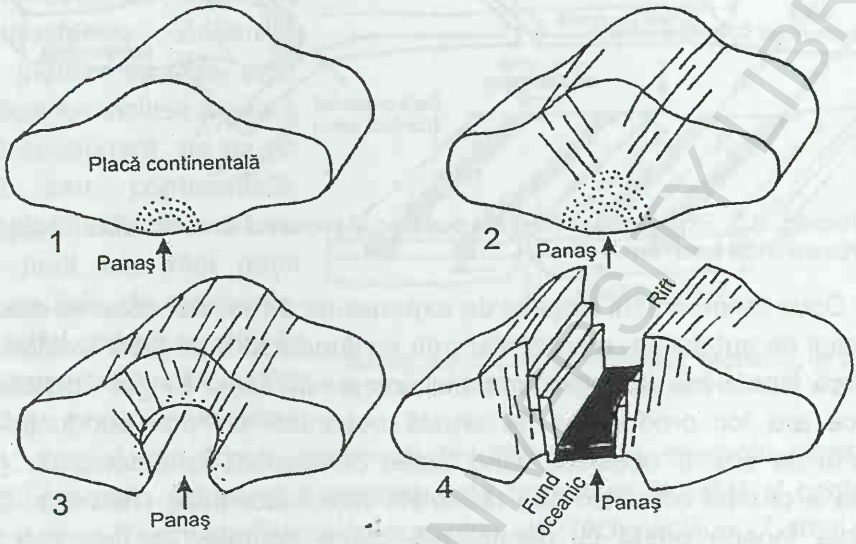
Text-fig. 8.3. Procesul de riftare (1) şi de generare a unei plăci oceanice (2).

Treptat, de-a lungul riftului se produce generarea de magme şi debutul formării de crustă oceanică. În cazul riftării plăcii oceanice, panaşul de manta produce un rift medio-oceanic, cunoscut şi sub numele de "dorsală medio-oceanică" (Text-fig. 8.5). De-a lungul dorsalei medio-oceanice se produce injecţia de material magmatic, care la rândul ei generează o împingere laterală perpendiculară, prin acest mecanism producându-se expansiunea laterală a plăcii oceanice şi implicit a fundului oceanic, regim tectonic ce poartă numele de "regim tectonic extensiv". Aceasta expansiune este rezultatul generării de fund oceanic şi cauza derivei continentelor, continentele care în acest fel sunt împinse lateral generând noi configuraţii geografice în timp geologic. Expansiunea fundurilor oceanice este datorată injecţiei de magmă de-a lungul dorsalei medio-oceanice, în regim tectonic extensiv.

Dorsalele medio-oceanice induc un biotop particular, caracterizat de presiuni hidrostatice foarte mari, corespunzătoare unor adâncimi de 4-6000 de metri şi de un chimism acid, caracteristic vulcanismului submarin, care poate fi populat numai de organisme extremofile. Apariţia unor astfel de biocenoze a reprezentat una din dovezile de netăgăduit ale evoluţiilor speciilor. Biocenozele

BCU IASI / ALMA MATER UNIVERSITY LIBRARY

abisale actuale, asociate dorsalelor medio-oceanice sunt dominate de viermi tubicoli *Riftia* şi de bivalve de tip *Calyptogena*, precum şi de alte specii şi genuri de nevertebrate ce se găsesc asociate numai acestui tip de biotop, precum crabi, peşti special adaptaţi acestor biotopuri. Baza piramidei trofice a acestei biocenoze este dată de bacteriile chemosintetizante, anoxice, asociate riftului.

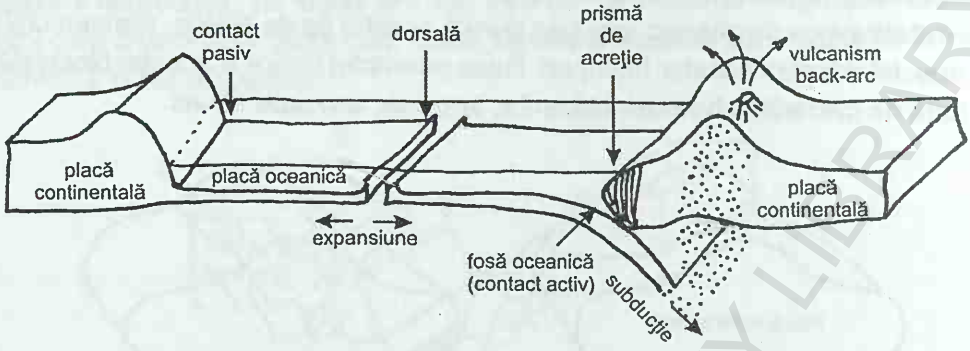


Text-fig.8.4. Acţiunea unui panaş de manta asupra unei plăci litosferice continentale.

La injecţia materialului magmatic în lungul dorsalelor medio-oceanice, odată cu răcirea şi solidificarea lavei bazice, bazaltice, se produce o orientare a moleculelor dipolare de silicaţi, paralelă cu liniile de câmp magnetic terestru, orientarea polilor şi polaritatea magnetică fiind astfel fidel înregistrată pentru momentul de timp geologic respectiv. În timp geologic, schimbarea polilor magnetici ai Pământului şi variaţia lor este înregistrată în mod natural de o parte şi de alta a dorsalei medio-oceanice, corespunzător vârstei de consolidare a segmentului respectiv, prin orientarea în consecinţă a dipolilor magnetici din bazalte. Descoperirea benzilor de inversiune magnetică de o parte şi de alta a dorsalelor medio-oceanice a constituit una dintre cele mai importante descoperiri geologice ale secolului XX şi a reprezentat una dintre confirmările categorice ale expansiunii fundurilor oceanice şi implicit a derivei continentelor (Text-fig. 8.6). De asemenea, s-a constatat că vârsta sedimentelor oceanice creşte direct proporţional cu distanţa acestora faţă de dorsala medio-oceanică. Sedimentele din imediata apropiere a riftului au vârste absolute reduse şi fosile recente, în timp ce sedimentele apropiate de marginea plăcii oceanice sunt cele mai vechi, cu

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

vârste absolute mari şi cu fosile indicatoare de vârste neozoice sau mesozoice.



Text-fig. 8.5. Expansiunea fundului oceanic şi procesul de subducţie, însoţit de vulcanismul back-arc.

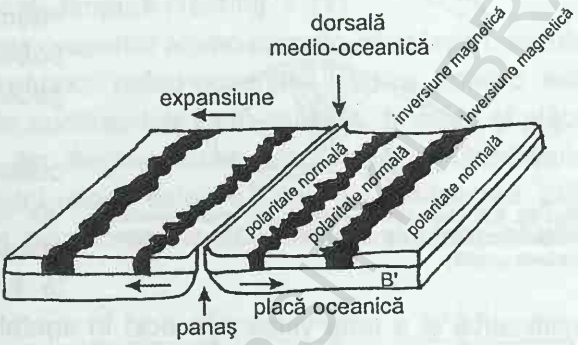
Opus fenomenului tectonic de expansiune a fundului oceanic este descris fenomenul de subducţie, reprezentat prin scufundarea unei plăci litosferice sub o altă placă litosferică, în regim tectonic compresiv. De-a lungul dorsalei medio-oceanice are loc producerea de crustă oceanică, iar prin subducţie are loc consumul de crustă oceanică, fiind astfel compensat fenomenul de generare continuă a crustei oceanice prin dorsalele medio-oceanice (Text-figs. 8.5, 8.7). Subducţia începe odată cu decuplarea plăcii subduse de cea sub care se subduce, contactul tectonic dintre cele două plăci devenind activ. Subducţia este însoţită de consumarea, topirea plăcii tectonice care se afundă, consum care are loc în astenosferă. Planul inclinat sub care placa subdusă se scufundă în astenosferă poartă numele de plan de subducţie sau de plan Benioff-Wadatti. Subducţia este procesul prin care segmente largi de plăci litosferice oceanice se scufundă şi se topesc în astenosferă de-a lungul planelor de Benioff-Wadatti (Text-fig. 8.7). Subducţia este exprimată din punct de vedere geomorfologic prin fosele oceanice, dispuse de-a lungul aliniamentelor de subducţie, fosele oceanice fiind zonele de adâncime maximă a domeniilor oceanice. La subducţie se produce răzuirea sedimentelor pe placa subdusă, în acest fel formându-se o stivă importantă de roci asociată fosei oceanice, o astfel de structură purtând numele de prismă de acreţie. Prisma de acreţie formează în timp geologic catene sau lanţuri muntoase cutate, după colmatarea şi suturarea domeniului oceanic respectiv (Text-fig. 8.8). O subducţie de amplitudine redusă poartă numele de obducţie.

Două plăci litosferice învecinate, oceanică-oceanică sau oceanică-continentală, se pot găsi în contact activ, când una se subduce sub cea de a doua sau în contact pasiv, când plăcile rămân amândouă nemişcate una în raport cu

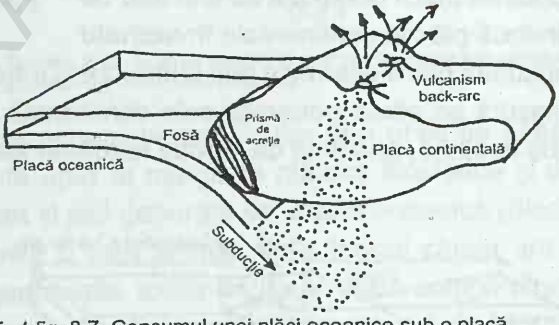
BCU "Al. I. Cuza" IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cealaltă (Text-fig. 8.5). Plăcile continentale se pot găsi în coliziune, dar subducţia unei plăci continentale sub altă placă continentală nu are de obicei loc, având în vedere grosimea celor două unităţi. În schimb, la coliziunea dintre două plăci continentale, se produce ridicarea unei catene cutate propriu-zise, aşa cum este cazul Himalayei, ridicată prin coliziunea dintre placa indiană şi cea asiatică.

Procesul de topire a plăcii litosferice oceanice subduse induce apariţia unor lanţuri vulcanice incluse în placa litosferică superioară, fie ea tot oceanică sau continentală, vulcanii apărând sub forma unor linii mai mult sau mai puţin paralele cu linia de subducţie. Vulcanii astfel apăruţi pe plăcile oceanice superioare subducţiilor formează arcuri insulare vulcanice, paralele cu fosele oceanice din faţa lor, un exemplu clasic fiind arhipelagul japonez. Arhipelagul japonez este format ca rezultat al contactului activ dintre două fragmente litosferice oceanice ale plăcii pacifice. „Cercul de foc al Pacificului" marchează un contur vulcanic în jurul Pacificului, contur care este generat de o serie de subducţii ale unor fragmente din placa pacifică sub plăcile listoferice învecinate. Subducţia plăcii pacifice s-a făcut de-a lungul foselor Izu-Bonin, Japoniei şi Kurilelor, generând şi arcul insular Izu-Bonin. Insulele Japoniei includ crusta continentală ce a luat naştere ca urmare a unor procese îndelungate de acreţie a unor prisme succesive. Tectonica acestor insule este foarte fragmentată, cu o mulţime de unităţi şariate, precum Zona internă şi Zona externă a Japoniei.



Text-fig. 8.6. Benzile de inversiune magnetică, de o parte şi de alta a dorsalei medio-oceanice.

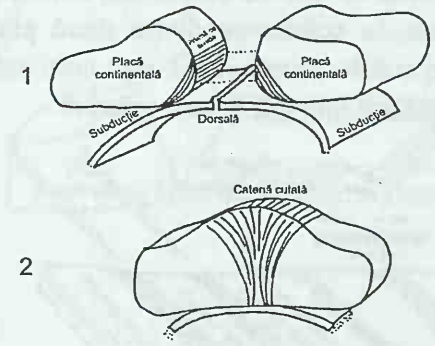


Text-fig. 8.7. Consumul unei plăci oceanice sub o placă continentală în procesul de subducţie şi apariţia vulcanismului back-arc.

„Cercul de foc al Pacificului" îşi are centrul în hot-spotul Hawaian, el a fost determinat cartografic de către geografi încă de la începutul secolului al XIX-lea, dar explicaţia genezei sale a fost dată numai prin investigaţii geologice de-a lungul

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

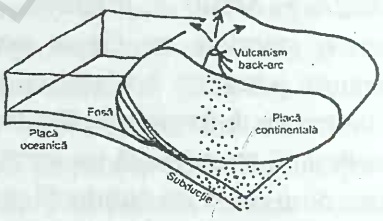
secolului al XX-lea.



Text-fig. 8.8. Colmatarea şi suturarea unui domeniu oceanic, cu formarea unei prisme duble de acreţie (catenă cutată).

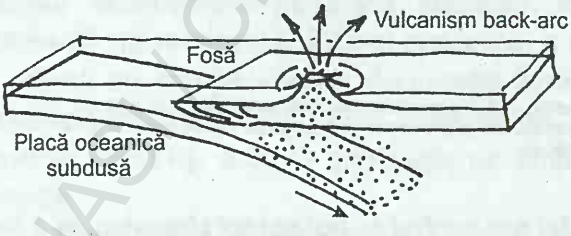
Fenomenele tectonice, precum cele de subducţie, sunt asociate cu o activitate seismică importantă, fie că este vorba de subducţii active, fie că este vorba de subducţii care au încetat în timp geologic.

Contactul activ dintre o placă oceanică şi o placă continentală (Text-fig. 8.9), exprimat prin subducţia plăcii oceanice sub placa continentală, duce la formarea unei prisme de acreţie semnificative şi a unui vulcanism acid în spatele catenei cutate rezultate, numit "vulcanism back-arc", din spatele arcului sau a catenei cutate. Exemplul obişnuit pentru acest tip de contact activ este catena cutată andină, asociată vulcanismului andin şi subducţiei plăcii oceanice pacifice sub placa continentală sud-americană.



Text-fig. 8.9. Subducţie, vulcanism back-arc şi prisma de acreţie la contactul activ între o placă oceanică şi o placă continentală.

O placă oceanică poate să fie prinsă între două plăci continentale convergente, caz în care se produce decuplarea plăcii oceanice de una sau de amândouă plăcile continentale învecinate şi consumul plăcii oceanice prin subducţie. Domeniul oceanic se reduce progresiv, pe masură ce placa oceanică este consumată şi plăcile continentale se apropie una de cealaltă, prismele de acreţie rezultate formând orogene şi lanţuri vulcanice back-arc, în spatele acestora. Domeniul oceanic se colmateaza cu sedimente, care sunt răzuite în continuare prin subducţie, plăcile continentale ajungând în contact direct prin concatenarea prismelor de acreţie şi formarea unei catene cutate principale (Text-fig. 8.8).

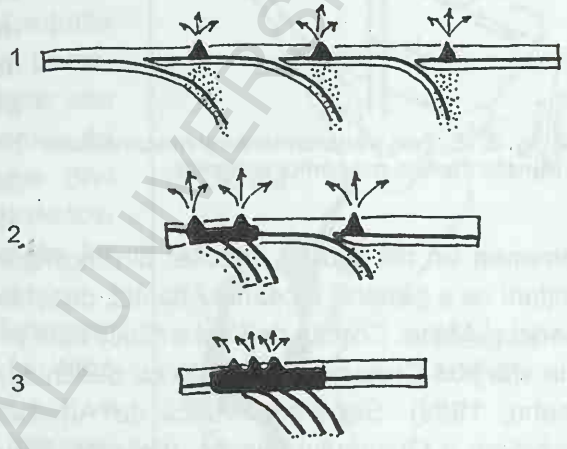


Text-fig. 8.10. Contactul activ între două plăci oceanice.

Contactul activ între două plăci oceanice, are ca rezultat subducţia uneia dintre

plăci şi formarea unui arc vulcanic, numic "arc vulcanic insular" sau "back arc" (Text-fig. 8.10). Coliziunile succesive de arcuri insulare, prin subducţii repetate, duce în final la acreţia unui teren continental, cu producerea în final de pătură granitică. Mecanismul de formare a back-arc-ului şi coliziunile repetate de back-arc-uri sunt importante deoarece în acest mod a avut loc formarea primelor scuturi continentale arhaic târzii şi proterozoic timpurii (Text-fig. 8.11).

Un asemenea caz este chiar orogenul alpino-carpato-himalayan, rezultat prin colmatarea şi cutarea sedimentelor paleo-oceanului Tethys printr-o serie succesivă de coliziuni dintre plăcile continentale euro-asiatice, boreale şi plăcile continentale australe, desprinse din fragmentarea progresivă a Gondwanei. Segmentul himalayan al orogenului alpin este rezultat din coliziunea plăcii continentale indiene, rezultată din fragmentarea Gondwanei, şi placa asiatică, împingere către nord din partea Indiei care continuă neîntrerupt, motiv pentru care Himalaya se ridică, încet şi astăzi, fapt demonstrat şi prin ultima serie de măsurători geodezice din regiune.



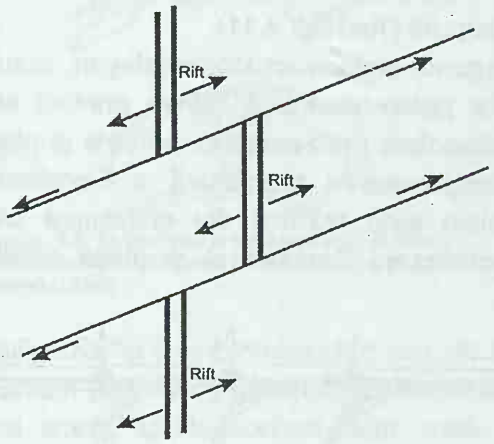
Text-fig. 8.11. Formarea unei cruste continentale prin coliziunea succesivă a unor arcuri insulare.

Un caz particular de fenomen tectonic este reprezentat de faliile transformante. Acestea reprezintă falii complexe, crustale, ce transformă mişcări divergente în mişcări convergente şi invers, fiind asociate dorsalelor medio-oceanice, situate perpendicular sau oblic pe acestea (Text-fig. 8.12). Faliile transformante apar la marginea plăcilor litosferice şi de-a lungul lor nu se produce nici consum şi nici generare de crustă oceanică (Bleahu, 1989). O falie transformantă nu este o falie simplă, de-a lungul căreia are loc deplasarea paralelă a două compartimente tectonice, cele două compartimente ale faliei transformante se pot translata pe distanţe de sute sau mii de kilometri, unul în raport cu celălalt. Un exemplu tipic este falia San Andreas (California), ce se găseşte în continuarea sistemului de falii ce deschide Marea lui Cortez şi zona de subducţie a plăcii Juan de Fuca, sub placa nord americană.

Triplele joncţiuni reprezintă puncte de contact între trei zone labile, cum este cazul punctelor de convergenţă între trei rifturi, trei subducţii sau trei falii

BCU "OVIDIUS" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

transformante. Exemplul clasic de triplă joncţiune îl reprezintă triunghiul Afar (Text-fig. 8.13), din Africa răsăriteană, unde converg rifturile Golfului Aden, al Marii Roşii şi riftul Est-African. Triunghiul Afar este rezultatul unui hot-spot generat de un panaş profund de manta. Astfel, Marea Rosie şi Golful Aden sunt rifturi în expansiune, un viitor ocean în plină dezvoltare, găsite în prelungirea dorsalei Carlsberg din Oceanul Indian, separând Africa de Est şi Arabia de placa majoră africana. În schimb, riftul Est-African şi-a încetat evoluţia, intrând în categoria rifturilor avortate sau a aulacogenurilor. Aulacogenele reprezintă albii ideale pentru fluvii majore, aşa cum este Rinul, Mississippi-ul sau Amazonul şi sunt zone cu rezerve minerale semnificative (Dott & Prothero, 1994). Golful Benin este de asemenea un rift avortat, rezultat din îngheţarea tectonică a unui braţ al triplei joncţiuni ce a generat Oceanul Atlantic, deschis în această zonă în Cretacic, între Americi şi Africa. Coasta de Vest a Africii este presarată cu aulacogene ce datează de la sfârşitul Cretacicului, o dată cu deschiderea acestui segment al Atlanticului (Bleahu, 1989). Separarea Africii de America de Sud, în faza incipientă de deschidere a Oceanului Atlantic, tripla joncţiune din Golful Benin a fost generată de un panaş de manta, exprimat printr-un hot-spot, aflat astăzi sub insula Tristan de Cunha. Migraţia acestui hot-spot, odată cu expansiunea fundului oceanic atlantic, a dus la formarea lanţurilor vulcanice Rio Grande şi Walvis, fiecare de o parte şi de alta a dorsalei medio-oceanice atlantice (Bleahu, 1983).



Text-fig. 8.12. Falii transformante şi mecanismele de transformare a mişcărilor tectonice.

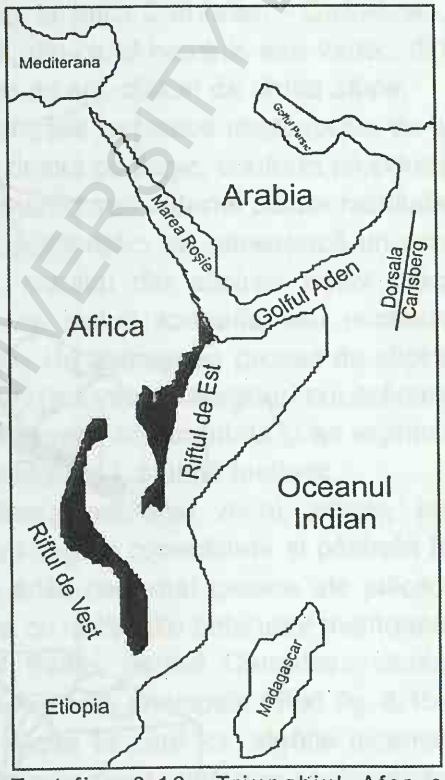
Adâncirea unei plăci în astenosferă, prin diverse mecanisme, poartă numele de "subsidenţă" şi este un fenomen tectonic important în evoluţia acestei plăci. Bazinele de sedimentare au un rol important în tectonica plăcilor pe care se găsesc deoarece încărcarea cu sedimente poate produce subsidenţa plăcii. O subsidenţă accentuată poate duce la fracturarea şi riftarea plăcii tectonice respective. Alte motive de subsidenţă le reprezintă subţierea crustală şi subducţia.

Istoria tectonică a planetei a înregistrat evoluţii care au o anumită ciclicitate în timp geologic. Aceasta ciclicitate este caracterizată de deschiderea şi închiderea oceanelor prin mecanismele de expansiune a fundurilor oceanice, iar

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în regim compresiv, de subducţie, de coliziune continentală, de colmatare a oceanelor şi respectiv de orogeneză. Astfel de închideri şi de deschideri ciclice, în timp geologic, se asociază în aşa numitele "megacicluri tectonice", caracteristice fiecărei ere, Cryptozoice şi Phanerozoice deopotrivă şi respectiv megaciclurilor Wilson, de formare şi de dezmembrare a supercontinentelor.

Megaciclurile tectonice sunt suite de coliziuni, exprimate prin serii de faze paroxismale, rezultatele proceselor tectonice compresive, de închidere de oceane. La rândul lor generează structuri tectonice majore, aşa cum sunt lanţurile principale de munţi de pe planetă. Lanţurile muntoase cutate sau catenele cutate, reprezintă zone de sutură, acolo unde diverse plăci tectonice s-au găsit în coliziune la un moment dat în timp geologic, respectiv arii labile acreţionate la cratoni la diverse momente în timp geologic. Lanţurile muntoase corespund în general unor paleo-oceane care s-au deschis prin riftare sau rupere, s-au lăţit prin mecanisme de expansiune oceanică şi s-au închis prin subducţia şi coliziunea plăcilor litosferice, oceanice sau continentale, învecinate lor (Text-fig. 8.14).

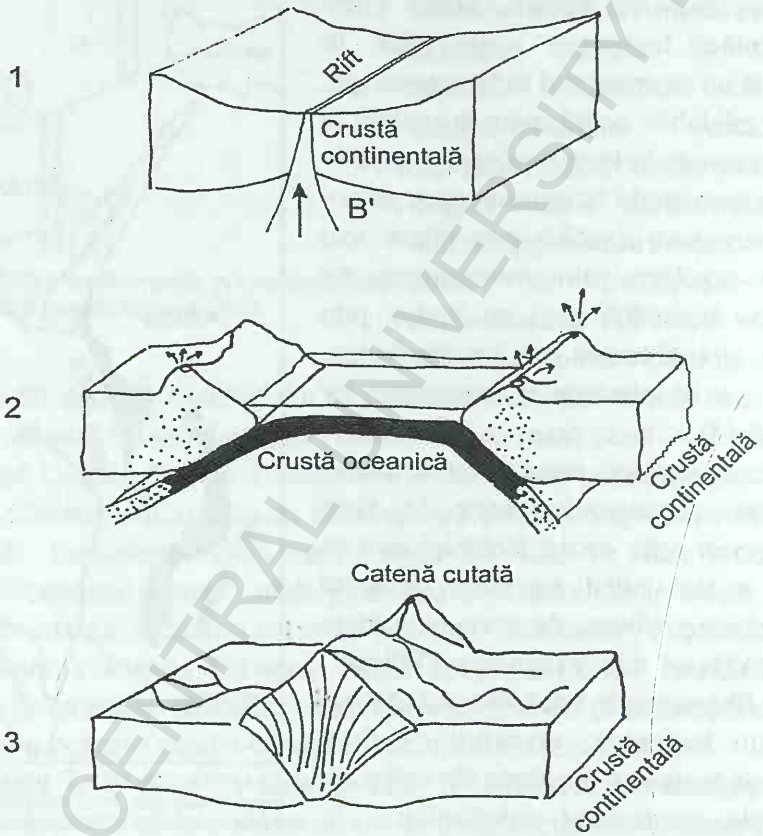


Text-fig. 8.13. Triunghiul Afar şi tripla joncţiune vest-africană. După Dott & Prothero (1994) şi Wicander & Monroe (1993).

Acest concept, asociat cu formarea şi ruperea supercontinentelor în timp geologic, cum este cazul Rodiniei sau al Pangeei, a fost iniţiat de către geologul canadian Tuszo Wilson, de unde şi numele de "cicluri Wilson" sau "megacicluri Wilson".

În Phanerozoic sunt înregistrate trei megacicluri tectonice, de serii de faze paroxismale tectonice rezultate din coliziuni. Primul este megaciclul caledonian - în Paleozoicul timpuriu, din Cambrian şi până în Silurian. Lui îi corespund Alpii Scandinaviei şi Nordul Scoţiei. Ciclul hercinic sau varisc, din Paleozoicul târziu, începe în Devonian şi se sfârşeşte în Permian, o dată cu încheierea Erei Paleozoice. Ciclului hercinic îi corespund Munţii Europei Centrale: Munţii Pădurea Neagră, Masivul Central Francez, Masivul Şistos Renan, Munţii Ardeni şi Munţii Hartz. Megaciclului alpin îi corespunde intrervalul de timp Mesozoic şi Neozoic, timp în care a evoluat paleo-oceanul Tethys, a cărui sutură

este însăşi catena cutată alpină, respectiv lanţul Alpino-Carpato-Hymalaian. Toate megaciclurile includ evoluţia unor paleo-oceane şi o anumită configuraţie paleogeografică, configuraţie care la sfârşitul fiecărui megaciclu a constituit premisa şi obiectul megaciclului următor. Implicaţiile fenomenelor tectonice în evoluţia lumii vii sunt centrale şi profunde, tectonica, prin toate efectele sale, influenţând în mod direct macro- şi microevoluţia. De aceea, periodizarea timpului geologic este făcută în strânsă legatură atât cu evenimentele tectonice cât şi cu cele paleobiologice, ca o expresie firească a influenţei majore a tectonicii asupra



Text-fig. 8.14. Desfăşurarea unui megaciclu Wilson, modificat după Wicander & Monroe (1993).

evoluţiei vieţii.

Orogeneza reprezintă suita de procese complexe ce duc la formarea munţilor sau a catenelor cutate, fiind subscrisă megaciclului tectonic sau ciclului Wilson. Catenele cutate iau naştere la coliziunea dintre două plăci continentale ce

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

prind sau nu între ele o placă oceanică sau la subducţia unei plăci oceanice sub o placă continentală, o dată cu formarea prismei de acreţie rezultată din răzuirea sedimentelor de pe placa oceanică subdusă. Orogeneza include o succesiune de faze tectogenetice paroxismale, rezultate din coliziuni particulare, care au un efect regional sau local, în funcţie de scara coliziunii. Coliziunile dintre plăci sunt conditionate de mozaicul tectonic rezultat din mişcări anterioare, în contextul paleogeografic al momentului de timp geologic respectiv.

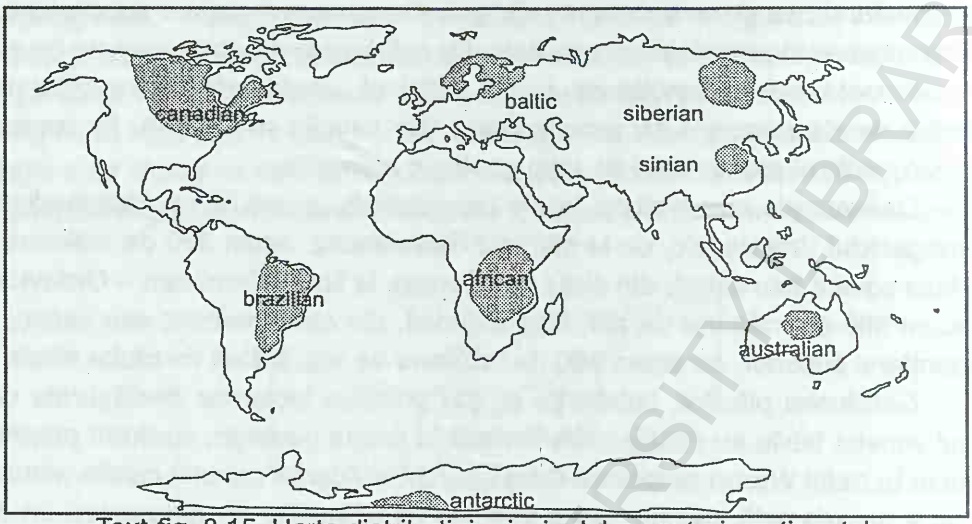
Ca exemple, pot fi citate fazele paroxismale greenvilliană (dalslandiană), din megaciclul Proterozoic, de la sfârşitul Ripheanului, acum 850 de milioane de ani, faza salairă sau sardă, din ciclul caledonian, la limita Cambrian – Ordovician, de acum 500 de milioane de ani, faza asturică, din ciclul hercinic sau varisc, din Carboniferul superior, de acum 300 de milioane de ani, alături de multe altele.

Coliziunea plăcilor, subducţia şi alte procese tectonice desfăşurate de-a lungul zonelor labile au desfăşurare limitată în timpul geologic, conform propriului rol jucat în ciclul Wilson respectiv. Odată cu consolidarea catenei cutate rezultate din faza paroxismală sau din ciclul tectonic caracteristic, se generează un nou ansamblu tectonic, mai mare ca suprafaţă, rezultat din alipirea noilor plăci continentale la masele continentale majore, ce includ scuturile sau nucleele continentale, zonele cele mai vechi, cratonizate. Un asemenea proces de alipire de noi plăci litosferice, respectiv de noi terenuri tectonice la terenuri consolidate într-un ciclu tectonic anterior poartă numele de acreţie continentală şi se exprimă prin transformarea unei arii labile într-o arie consolidată, stabilă tectonic.

Scuturile continentale reprezintă nucleele cele mai vechi, iniţiale, ale plăcilor litosferice continentale, fiind primele arii stabile consolidate şi păstrate în litosferă. Scuturile continentale se găsesc în ariile cele mai groase ale plăcilor continentale, au rădăcini adânci, asemănătoare cu rădăcinile catenelor muntoase. Exemplele clasice de cratoni includ Scutul Baltic, Scutul Canadian, Scutul Siberian, scutul Brazilian, scutul Namibian, printre cele principale (Text-fig. 8.15). Scuturilor li se adaugă terenuri acreţionate, alipite în jurul lor, stabile tectonic, clasificate din punct de vedere tectonic şi morfologic drept platforme continentale, împreună cu care formează cratoni. Platformele continentale sunt terenuri plate, tabulare, erodate ca şi scuturile continentale, clasificate după vârsta acreţionării lor. Pot fi vechi, precum Platforma Est-Europeană, sau acreţionate mai târziu. Platformele sunt mărginite de catene cutate, foste zone instabile din punct de vedere tectonic, care au fost stabilizate şi acreţionate sau lipite la cratoni în urma proceselor de orogeneză.

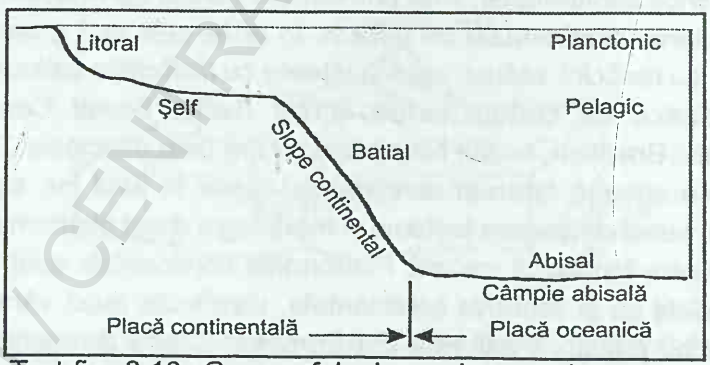
Un contact pasiv între o placă continentală şi o placă oceanică are următoarele elemente geomorfologice (Text-fig. 8.16): zona de şelf, taluzul

continental şi câmpia abisală. Şelful continental corespunde plăcii continentale submerse, domeniul marin respectiv purtând numele de mare epicontinentală, din



Text-fig. 8.15. Harta distribuţiei principalelor scuturi continentale.

jurul continentului, din punct de vedere batimetric atingând valori de până la -400 de metri adâncime. Taluzul, sau slope-ul continental, corespunde zonei de tranziţie între placa oceanică şi placa continentală, fiind cuprins între adâncimile de -400 de metri şi -4000-5000 de metri. La baza taluzului continental începe câmpia abisală, care reprezintă placa oceanică propriu-zisă. În volumul de apă, în aşa numitul "domeniu pelagic", acestor unităţi geomorfologice le corespund zonele



Text-fig. 8.16. Geomorfologia unei zone de contact pasive între o placă continentală şi o placă oceanică.

litorală (0-400 de metri), batială (-400 – 4000-5000 de metri) şi abisală (-4000-5000 de metri).

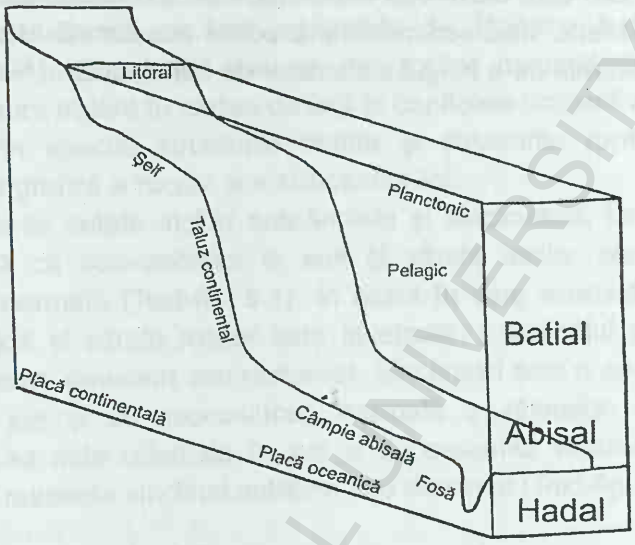
Un contact activ între o placă oceanică şi una continentală include şelful,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

taluzul continental, câmpia abisală şi fosa oceanică. Lor le corespund aceleaşi intervale batimetrice şi aceleaşi zone pelagice, la care se adaugă fosa oceanică (intre -5000 de metri şi – 11000 de metri), cu domeniul hadal (Text-fig. 8.17).

Geomorfologia marină şi oceanică este importantă în definirea sistemelor depoziţionale, de formare a rocilor sedimentare asociate fiecărui element geomorfologic, precum şi pentru ecologia tuturor tipurilor de ecosisteme, corespunzătoare acestor biotopuri marine.

Fenomenele de subducţie şi de expansiune a fundurilor oceanice sunt



Text-fig. 8.17. Morfologia unei contact activ între o placă continentală şi o placă oceanică.

esenţiale pentru echilibrul planetar, au o semnificaţie economică deosebită (Berbeleac, 1988), iar fără ele s-ar produce îngheţarea tectonică a planetei. Această îngheţare tectonică ar putea avea efecte imediate asupra biosferei, a hidrosferei şi implicit a atmosferei, prin încetarea buclelor de feedback atât de importante pentru echilibrul planetar. Tectonica activă a Pământului este responsabilă pentru reglarea fluxurilor termice globale, fiind şi unul din mecanismele secundare de termoreglare planetară. Tectonica globală a fost aplicată pentru structura teritoriului românesc de către Rădulescu & Săndulescu (1973), Săndulescu (1984) şi Mutihac et al. (2004).

Un exemplu semnificativ de îngheţare tectonică îl reprezintă planeta Marte, unde fenomenele tectonice par a se fi oprit acum aproximativ 2 miliarde de ani. Marte este o planetă de tip terestru, cu vârstă probabil identică cu a Pământului,

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

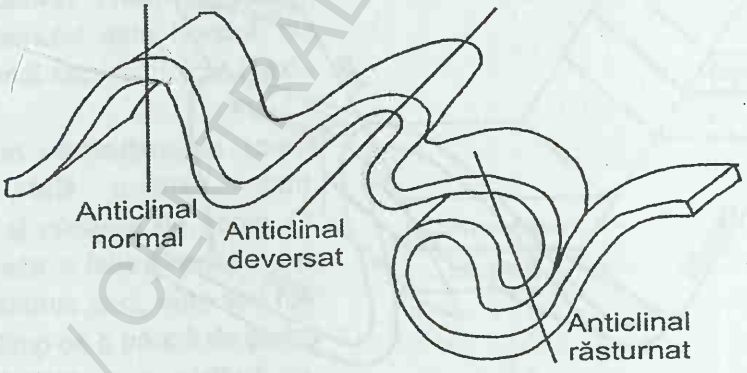
foarte asemănătoare cu Terra din punct de vedere morfologic şi probabil şi structural, dar fără semne de activitate vulcanică recentă sau de hidrosferă recentă. Din punct de vedere geomorfologic, Marte are o serie semnificativă de indicii referitoare la sisteme depoziţionale sau sedimentare fluviatile, litorale sau glaciare, dar aceste sisteme depoziţionale sunt oprite în trecutul geologic. Vulcanismul marţian, reprezentativ şi prin cel mai mare con vulcanic din sistemul solar, cum este muntele Olimp, este şi el îngheţat în trecutul geologic, fără semne vizibile de activitate recentă. Rifturi de dimensiuni colosale, cu mult mai mari decât cele terestre, aşa cum este cazul Văii Marineris, indică o tectonică semnificativă în trecutul planetei Marte, însă sedimentele asociate acestor rifturi sunt reduse şi indică mişcări inexistente de-a lungul sistemelor de falii asociate.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul IX. Geologie structurală

Geologia structurală studiază structurile primare ale rocilor, structuri cutate sau structuri rupturale, fiind un domeniu care se învecinează cu Petrologia magmatică, Petrologia metamorfică, Sedimentologia şi Tectonica globală. Un curs de Geologie structurală a fost publicat de către Pauliuc & Dinu (1985). iar capitole semnificative de Geologie structurală au fost prezentate de Ţicleanu & Pauliuc (2003) şi Dragomir (1994). Structurile primare ale rocilor magmatice, metamorfice şi sedimentare sunt tratate în cartea de faţă la capitolele respective, în acest capitol fiind tratate în special structurile cutate şi structurile rupturale, precum şi reprezentarea grafică a rocilor şi a structurilor lor.

Structurile cutate includ anticlinalele şi sinclinalele. Un anticlinal este o cută orientată cu convexitatea în sus şi vârsta rocilor constituente este în succesiunea normală (Text-fig. 9.1). În cazul în care această convexitate este orientată în jos şi vârsta rocilor este inversată, anticlinalul poartă numele de anticlinal sinform, deversat sau răsturnat. Sinclinalul este o cută cu convexitatea orientată în jos şi cu succesiunea normală a vârstelor. În cazul în care convexitatea sa este orientată în sus şi succesiunea vârstelor este inversată, sinclinalul se numeşte sinclinal antiform sau deversat (Text-fig. 9.2).

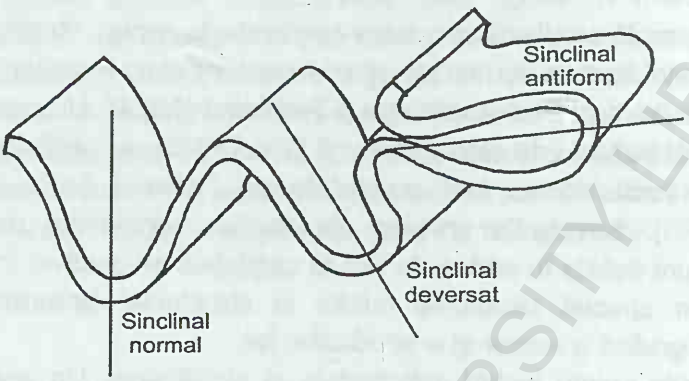


Text-fig. 9.1. Tipuri de anticlinale: A. normal, B. deversat, C. răsturnat.

Elementele unei cute (anticlinal sau sinclinal) sunt şarniera, axa sau planul axial al cutei, creasta şi talpa (Text-fig. 9.3). Şarniera uneşte punctele de maximă flexiune ale cutei. Planul axial al cutei uneşte toate şarnierele cutelor de la

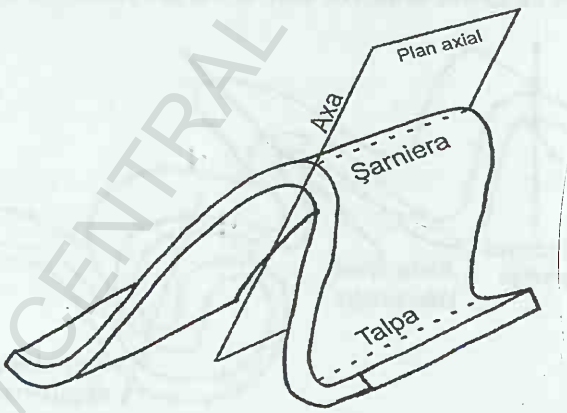
BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

interiorul şi de la exteriorul unei sinforme sau antiforme. Creasta este linia care uneşte punctele cele mai ridicate ale cutei, talpa este linia care uneşte punctele cele mai coborâte ale cutei, iar flancurile sunt părţile laterale ale cutei (Ţicleanu & Pauliuc, 2003).



Text-fig. 9.2. Tipuri de sinclinale: A. normal, B. deversat, C. răsturnat.

Clasificarea cutelor este foarte diversă, în raport cu forma lor, poziţia lor, vârsta lor şi în raport cu asociaţiile în care se găsesc. Cutele sunt structuri rezultate în urma acţiunii forţelor tectonice, prin compresiunea orizontală sau prin acţiunea forţelor netectonice, cum este variaţia de volum a rocilor. Cutele pot fi



Text-fig. 9.3. Elementele unei cute: şarnieră, axă, creastă, talpă.

normale, inverse, deversate, monoclinale (în trepte), izoclinale (simetrice), cute în evantai, cute cufăr sau cute diapire, rezultate în urma acţiunii mecanice a sării, care străpunge stratele din jur. În asociaţie, cutele pot genera sinclinorii sau

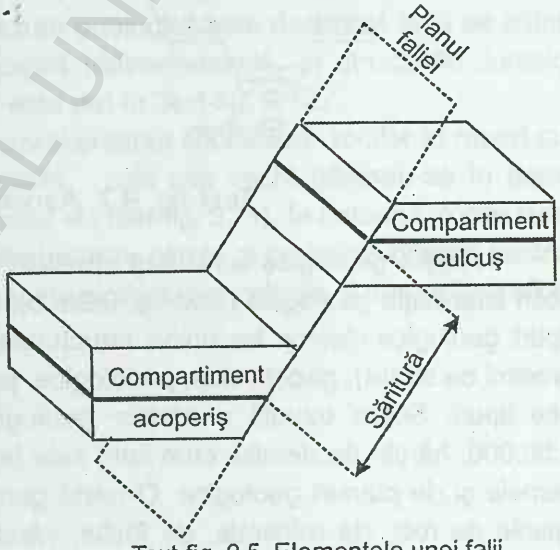
BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

anticlinorii, cu reprezentare regională (Text-fig. 9.4).

Structurile rupturale sunt rezultatul acţiunii stressului sau a presiunii orientate, fiind reprezentate prin fisuri, falii şi asociaţii de falii de toate tipurile. Fisurile sunt rupturi la scară mică, centimetrice sau metrice, cu orientare variabilă, determinată de direcţia de acţiune a stressului sau a presiunii orientate.

Faliile sunt rupturi metrice sau mai mari, elementele unei falii fiind următoarele: planul faliei, linia de falie, compartimentele, înclinarea şi săritura (Text-fig. 9.5). Planul faliei este planul rupturii propriu-zise, ce separă cele două compartimente, cel din culcuş sau de sub falie şi cel din acoperiş sau de peste falie. Săritura este distanţa dintre două puncte, aflate iniţial în contact înainte de ruptură; săritura poate să fie proiectată pe verticală sau pe orizontală. În cazul în care compartimentul din culcuş este mai ridicat decât cel din acoperiş, falia poartă numele de falie normală (Text-fig. 9.6a), iar în cazul în care compartimentul din culcuş este mai coborât decât cel din acoperiş, falia poartă numele de falie inversă (Text-fig. 9.6b). Faliile mai pot fi verticale, orizontale, oblice, etc., iar asociaţiile lor pot fi radiare, concentrice, paralele, etc. O asociaţie particulară de falii paralele poartă numele de graben, cu compartimentul central al faliilor asociate coborât (Text-fig. 9.7a). Opusul grabenului este horstul, cu compartimentul central ridicat (Text-fig. 9.7b).

Text-fig. 9.4. Structuri regionale.



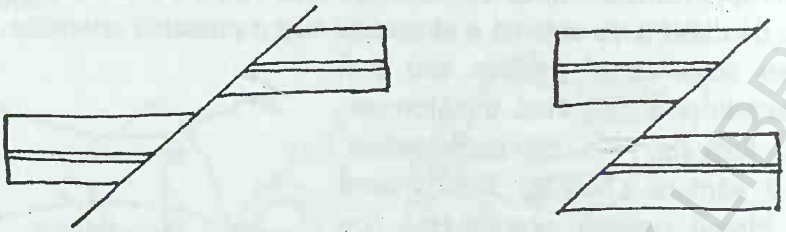
Text-fig. 9.5. Elementele unei falii.

Cazuri particulare, la scară mare, de falii inverse, sunt încălecările şi pânzele de şariaj. O încălecare este o falie inversă cu o săritură de câteva zeci, sute sau mii de metri, în timp ce o pânză de şariaj este o încălecare cu o săritură de zeci de kilometri, cu compartimentul superior, şariat sau alohton, cu volum şi masă uriaşe (Text-fig. 9.8).

Alte cazuri particulare de falii sunt faliile transformante, asociate cu dorsalele medio-oceanice, numite ca atare deoarece transformă de-a lungul lor regimul extensional sau compersional (Text-fig. 8.12). Ele au fost tratate la

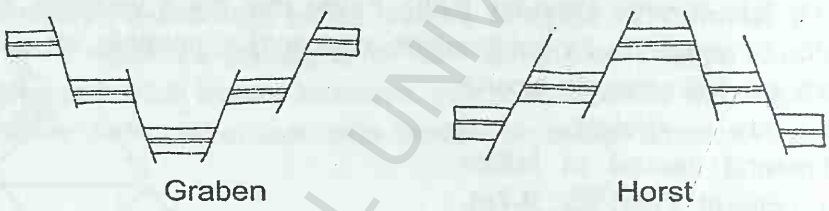
BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul al VIII-lea, Tectonica globală, alături de triple joncţiuni şi aulacogene (Text-fig. 8.13).



Text-fig. 9.6. Tipuri de falii: normale şi inverse.

Factorii mecanici care produc cutarea sau falierea sunt reprezentaţi prin presiune orientată. Aceasta poate avea mai multe origini, fie în regim tectonic compresiv, colizional, fie în regim tectonic extensiv.

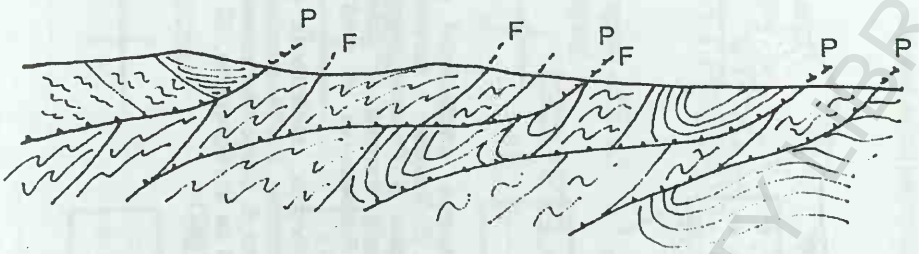


Text-fig. 9.7. Asociaţii de falii paralele.

Hărţile geologice sunt hărţi speciale, care includ şi reprezintă la diverse scări informaţia geologică (Text-fig. 9.9a, b). Hărţile geologice pot fi de mai multe tipuri: geologice clasice, tectonice, structurale, hidrogeologice, hărţi cu izobate (cu grosimi de strate), geochimice, pedologice, paleogeografice, faciale, printre multe alte tipuri. Scara uzuală a hărţilor geologice este 1:1.000.000, 1:200.000 şi 1:50.000, hărţile de detaliu, cum sunt cele la scara 1:10.000 sau 1:5000 purtând numele şi de planuri geologice. O hartă geologică ilustrează din zona acoperită tipurile de roci, de minerale, de fosile, vârsta acestor roci, structura terenurilor acoperite, atât sub aspectul deformărilor lor cât şi sub aspect ruptural, al faliilor şi pânzelor de şariaj existente. Fiecare vârstă este exprimată printr-un cod internaţional de culori şi de litere, astfel încât citirea acestei hărţi să se facă cu uşurinţă. Structurile deformaţionale şi rupturale sunt şi ele reprezentate printr-un cod de simboluri, precum sunt reprezentate şi toate tipurile de roci, acestea fiind

BCU "ASTRA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

uşor de recunoscut pe hartă datorită codului lor grafic, internaţional (Text-fig. 9.10). Prima hartă geologică din lume a fost publicată de William Smith, în 1815. O hartă geologică are câteva anexe importante: secţiunea geologică, coloana litostratigrafică şi legenda.

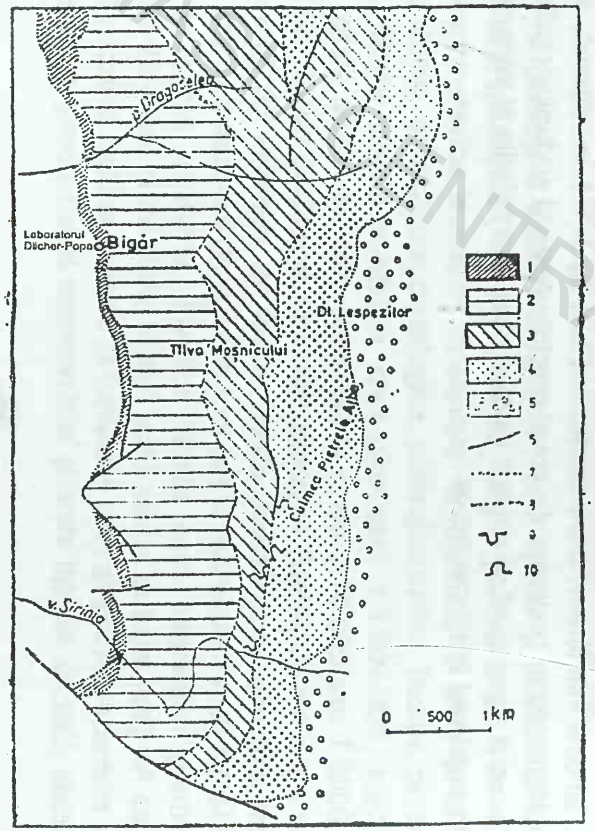


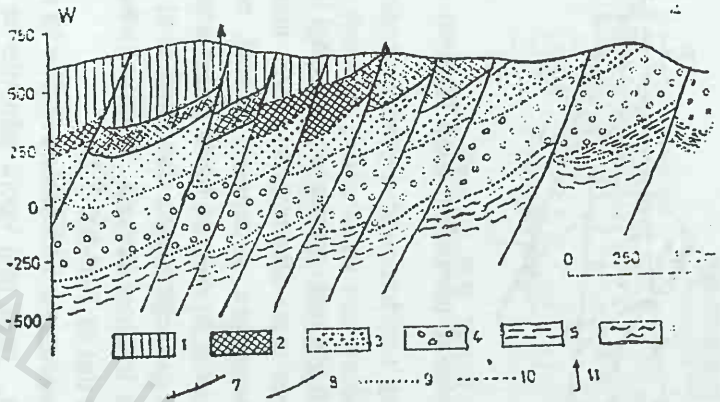
Text-fig. 9.8. Pânze de şariaj în Carpaţii Orientali (simplificat după Tătărâm, 1988). F- falie; P-pânză de şariaj.

Secţiunea geologică (Text-fig. 9.8, 9.9b) este reprezentarea unei tăieturi în adâncimea zonei reprezentate, de-a lungul unor aliniamente clare, ilustrate pe hartă. Secţiunea geologică întregeşte imaginea structurală oferită de hartă, oferind o imagine în plan vertical, în adâncime, în timp ce harta propriu-zisă oferă o imagine în suprafaţă, aşa cum structura geologică este deschisă la zi de către relief. Un exemplu de secţiune geologică tridimensională, în structurile Jurasic inferioare de la Bigăr, Bazinul Sirinia, este dat în Text-fig. 9.12.

Coloana litostratigrafică este reprezentarea succesiunii rocilor în raport cu vârsta lor, ordonate unele peste cealalte, cele mai vechi găsindu-se în baza coloanei, iar cele mai tinere, către capătul ei (Text-fig. 9.11). În coloană, rocile sunt reprezentate conform codurilor de culori pentru vârste şi codurilor grafice pentru tipurile de roci. Legenda hărţii explică toate simbolurile, culorile şi semnele grafice ce apar în cuprinsul hărţii geologice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

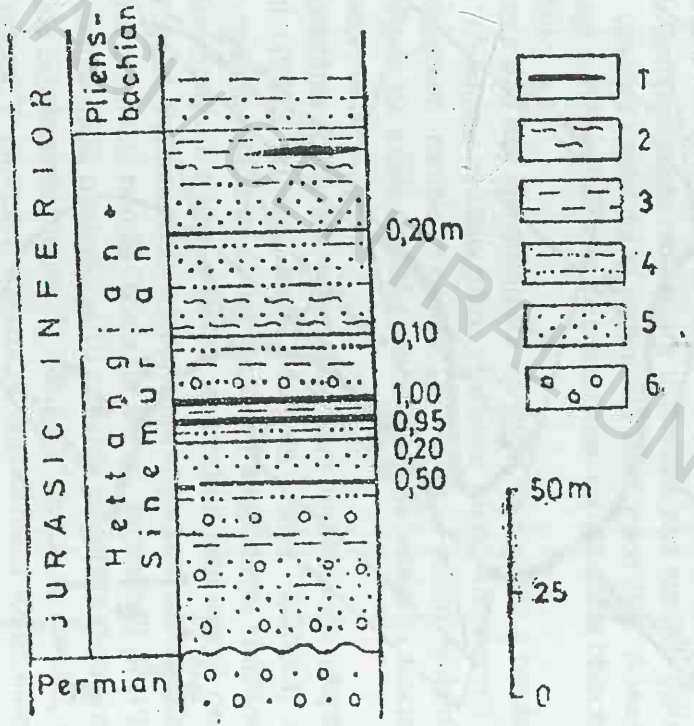




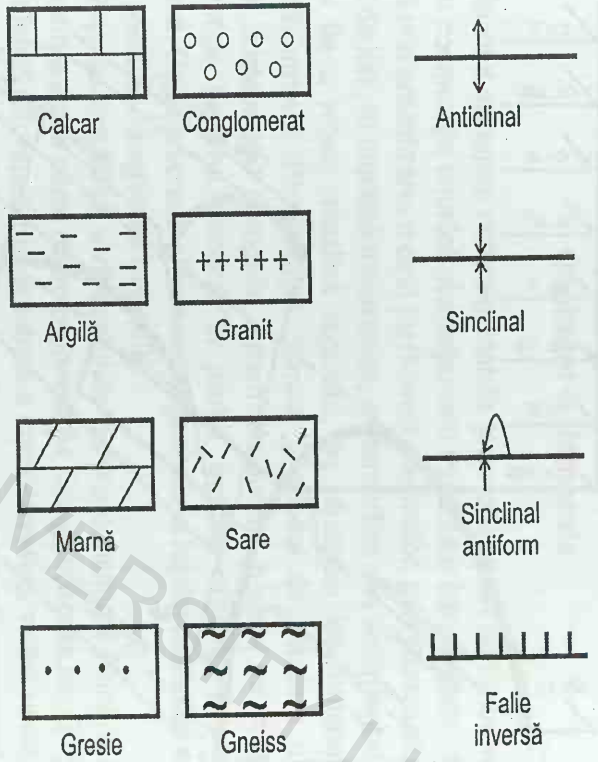
Text-fig. 9.9a. Exemplu de hartă geologică: zăcământul de cărbuni Bigăr, bazinul Sirinia. 1. Bajocian, 2. Toarcian + Aalenian, 3. Pliensbachian, 4. Hettangian + Sinemurian, 5. Permian inferior, 6. falie, 7. limită de transgresiune, 8. limită normală, 9. galerie executată, 10. galerie în execuţie. Din Petrescu et al. (1987).

Text-fig. 9.9b. Exemplu de secţiune geologică: zăcământul de cărbuni Bigăr, bazinul Sirinia: 1. Aalenian-Toarcian, 2. Pliensbachian; 3. Hettangian - Sinemurian, 4. Permian inferior, 5. Carbonifer superior, 6. cristalin, 7. falie inversă, 8. falie, 9. limită de transgresiune, 10. limită normală, 11. foraj. Din Petrescu et al. (1987).

BCU "I. C. BRĂTIANU" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

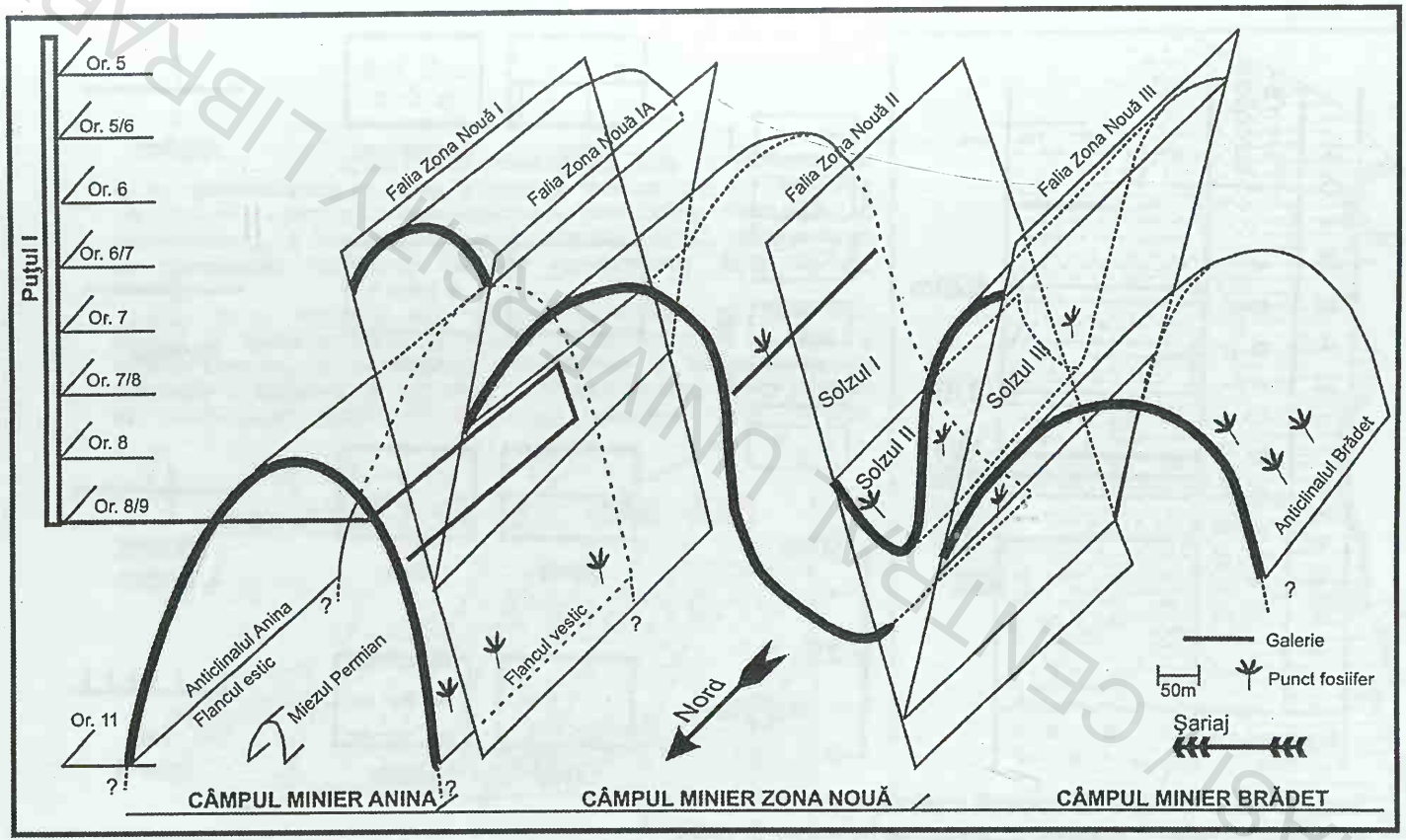


Text-fig. 9.11. Exemplu de coloană litostratigrafică: zăcământul de cărbuni Bigăr. 1. cărbuni, 2. şisturi cărbunoase, 3. argile, 4, şisturi argiloase, 5. gresii, 6. conglomerate. După Năstăseanu & al.(1987).



Text-fig. 9.10. Simboluri ale hărţilor geologice.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Text.fig. 9.12. Secţiune geologică tridimensională în depozitele jurasice de la Anina, Bazinul Reşiţa (după Popa, 2000a)

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul X. Minerale

Mineralele sunt agregate naturale, stabile şi omogene din punct de vedere chimic şi fizic, cu compoziţie chimică şi aranjament molecular caracteristic. Mineralele se formează prin cristalizare, o dată cu răcirea magmelor, prin suprasaturare sau prin schimbul de ioni, în procese magmatice, metamorfice sau sedimentare. Mineralele pot avea fie o reţea cristalină regulată, fie structura lor moleculară poate fi neregulată, amorfă. Proprietăţile chimice şi modul de aranjare a moleculelor, regulat în cristale sau neregulat, amorf, determină o serie de proprietăţi fizice, caracteristice fiecărui mineral în parte, aceste proprietăţi având valoare sistematică. De asemenea, chimismul şi geometria reţelei cristaline este rezultatul direct al genezei mineralului respectiv.

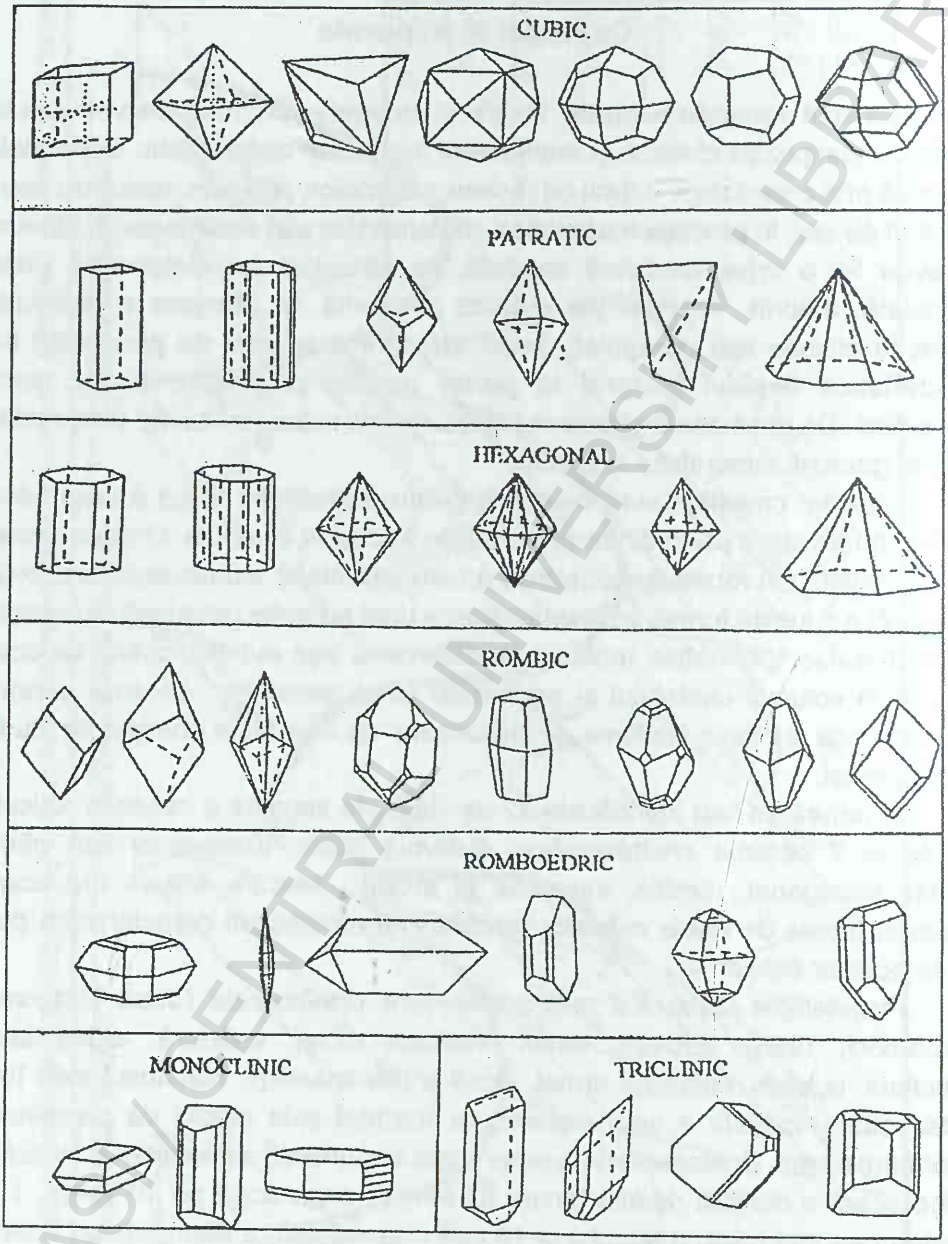
Reţelele cristaline sunt esenţiale pentru constituţia fizică a unui mineral, determinând o mare parte dintre proprietăţile fizice ale acestuia. O reţea cristalină este constituită din repetarea simetrică a componentelor moleculare, distribuite în spaţiu sub o anumită formă, corespunzătoare unei anumite geometrii caracterizate de simetrie. Componentele moleculare determină aşa numita "celulă reticulară", repetată în volumul cristalului şi organizată strict geometric. Această geometrie determină aşa numitele "sisteme de cristalizare" ce constituie obiectul de studiu al Cristalografiei.

În natură au fost identificate 32 de clase de simetrie a celulelor reticulare, grupate la 7 sisteme cristalografice: sistemul cubic, tretragonal sau pătratic, trigonal, hexagonal, rombic, monclinic şi triclinic. Fiecare sistem are unghiuri constante legate de axele celulelor reticulare şi dimensiuni caracteristice pentru laturile acestor celule.

Proprietăţile fizice ale mineralelor sunt următoarele (după Dragomir & Androhovici, 1995): habitus, tracht, duritate, clivaj, spărtură, elasticitate şi plasticitate, culoare, culoarea urmei, luciul şi transparenţa. Habitusul este tiparul de dezvoltare spaţială a unui mineral, iar trachtul este modul de combinare a feţelor unui cristal. Duritatea este o proprietate importantă a mineralelor, clasificate după o scară a durităţii numită "scara lui Mohs", organizată pe 10 valori, 1 fiind duritatea cea mai mică, a talcului şi 10 cea mai ridicată, a diamantului. Scara lui Mohs include următoarele trepte: 1. talcul, 2. gipsul, 3. calcitul, 4. fluorina, 5. apatitul, 6. ortoza, 7. cuarţul, 8. topazul, 9. corindonul şi 10. diamantul.

Clivajul este proprietatea mineralelor de a se desface în plane paralele,

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Text-fig. 10.1. Sisteme de cristalizare, din Ţicleanu & Pauliuc (2003)

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

determinate de sistemul de cristalizare si de compoziţia lor chimică. Poate să fie perfect, foarte bun, bun, slab sau absent. Culoarea urmei este culoarea lăsată de pulberea unui mineral pe o placă de porţelan poros, culoarea urmei nefiind obligatoriu aceeaşi cu culoarea prorpiu-zisă a mineralului. Luciul este de asemenea caracteristic mineralelor, variind în limite foarte largi, de la metalic, adamantin (ca diamantul), sticlos, semimetalic, sidefos, mătăsos sau gras. Când se formează, mineralele pot creşte izolat sau concrescut, formele de concreştere fiind foarte variate, asimetrice sau simetrice, ultimele purtând numele de "macle".

În raport cu chimismul şi cu proprietăţile chimice, mineralele se împart în următoarele clase: elemente native, sulfuri şi sulfosăruri, oxizi şi hidroxizi, halogenuri, carbonaţi, sulfaţi, fosfaţi şi silicaţi.

Elementele native sunt reprezentate prin sulf (S), grafit (C, cristalizat hexagonal), cupru (Cu) sau diamant (C, cristalizat cubic). Ca exemple de sulfuri şi sulfosăruri, se pot cita galena (PbS, cristalizat cubic), blenda (ZnS, cubic), pirita (FeS_2, cubic), calcopirita ($CuFeS_2$, tetragonal) sau stibina (SbS_2, rombic). Oxizii şi hidroxizii sunt reprezentaţi prin hematit (Fe_2O_3, trigonal), magnetit (Fe_3O_4, cubic) sau goethit (FeO(OH), rombic). Halogenurile includ halitul (NaCl, cubic), fluorina (CaF, cubic) şi silvina (KCl, cubic). Carbonaţii cuprind calcitul ($CaCO_3$, trigonal), aragonitul (CaCO3, rombic) şi dolomitul ($CaMg(CO_3)_2$, trigonal), printre multe altele. Sulfaţii includ gipsul ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$, monoclinic), anhidritul ($CaSo_4$, rombic) şi baritina ($BaSO_4$, rombic). Fosfaţii includ arseniaţi, vanadaţi, săruri cu anioni compatibili cu PO_4 şi săruri ale acidului ortofosforic (H_3PO_4).

Silicaţii reprezintă cea mai complexă clasă de minerale, reprezentând circa 75% din greutatea scoarţei terestre şi o treime din numărul total de minerale (Dragomir & Androhovici, 1995). Reţeaua cristalină a silicaţilor are la bază complexul cationic $[SiO4]^{4-}$, care se poate combinate într-o varietate foarte mare de moduri, rezultând clasele de silicaţi. Acestea sunt: nesosilicaţi, sorosilicaţi, ciclosilicaţi, inosilicaţi şi filosilicaţi. Nesosilicaţii cuprind grupa olivinei, a granaţilor şi a distenului, sorosilicaţii includ epidotul, iar ciclosilicaţii includ wollastonitul şi rodonitul. Inosilicaţii cuprind piroxenii şi amfibolii, ultimii cu grupa tremolitului şi grupa hornblendelor. Filosilicaţii includ grupa talcului, a serpentinelor, a micelor, a cloritelor, a argilelor, iar tectosilicaţii, grupa feldspaţilor, a feldspatoizilor şi a silicei.

Rocile sunt agregate complexe de minerale, ce corespund unor procese genetice după care se poate face şi clasificarea acestora: roci magmatice, roci sedimentare şi roci metamorfice.

BCU IAŞI - BIBLIOTECA UNIVERSITARĂ

Capitolul XI. Magmatismul şi rocile magmatice

Prin magmatism se înţelege ansamblul de procese endogene care au loc în scoarţa terestră, aflate în legătură directă cu magmele. Magmele sunt topituri naturale dominate de silicaţi, aflate în adâncimea litosferei sau către suprafaţa acesteia, în ultimul caz ele purtând numele de "lave". Discuţii de detaliu legate de definiţia termenului de magmă au fost susţinute de Lăzărescu (1980). Aceste topituri sunt soluţii complexe din punct de vedere chimic şi sunt dominate de silicaţi (SiO_2), la care se mai adaugă oxizi de aluminiu (Al_2O_3), subordonat participând gaze sau incluziuni solide (Rădulescu, 1981, Rădulescu & Dimitrescu, 1982), în special în cazul magmelor care se ridică spre suprafaţă, ultimele purtând numele de lave. Magmele, în drumul lor spre suprafaţă, suferă o serie de schimbări şi de procese chimice, care diversifică tipurile de magme. Magmele se consolidează, în adâncime sau spre suprafaţă, într-un timp de obicei foarte îndelungat, prin consolidarea magmelor formându-se rocile magmatice.

Procesele magmatice sunt controlate de chimism, în special de compoziţia în silicaţi şi în fluide, de temperatură şi de presiune, astfel încât formarea rocilor magmatice prin consolidarea magmelor este dictată în întregime de aceşti factori. Magmatismul, în raport cu adâncimea la care se produce consolidarea magmelor, se împarte în magmatism de adâncime, numit şi "plutonic" sau "intruziv" şi magmatism de suprafaţă, numit "efuziv", "extruziv" sau mai pe scurt, "vulcanism".

Magmele primare provin din astenosferă, cu o compoziţie dominant bazică şi ultrabazică, asemănătoare bazaltelor cu olivine (Rădulescu, 1976), pătrunzînd în litosferă prin injecţii de-a lungul fracturilor litosferice. Vectorii de acestor magme primare injectate în litosferă, sunt reprezentaţi prin curenţii de convecţie astenosferici. Magmele secundare, formate în litosferă, au mai suferit un ciclu geologic, fiind rezultate din topirea unor roci anterioare care au fost supuse la condiţii termo-barice foarte înalte, trecând peste limitele metamorfismului.

Magmele sunt generate atât în regim compresiv, la coliziunea dintre plăcile litosferice, cât şi în regim extensiv, asociate fenomenelor de expansiune a fundurilor oceanice, regimuri tectonice care îşi pun amprenta pe caracterele chimice ale magmelor.

Din punct de vedere chimic, magmele sunt topituri naturale caracterizate de dominanta silicaţilor. Silicaţilor li se asociază oxizi de aluminiu, de fier, de calciu, de magneziu, de potasiu şi de sodiu şi în secundar gaze, apă şi alţi

BCU "ION CREANGĂ" BUCUREŞTI LIBRARY

componenţi chimici, care se recombină pe parcursul evoluţiei magmelor. Chimismul, în special raportul dintre silicaţi şi alcalii sau oxizi de potasiu şi de sodiu, determină tipurile principale de magmă şi anume: magme bazice şi ultrabazice, cu conţinut de oxizi de siliciu de 40-55%, intermediare, cu conţinut de 55-65% şi acide, cu conţinut de 65-80% SiO_2.

O altă clasificare cuprinde: magme tholeiitice, cu conţinut scăzut în alcalii, tipice zonelor de expansiune oceanică, magme calcoalcaline, cu participare aproape egală de silicaţi şi alcalii şi magme alcaline, dominate de alcalii, tipice zonelor de convergenţă tectonică. Rocile magmatice, rezultate din consolidarea magmelor, se împart în: bazice, dominate de minerale mafice, intermediare, cu conţinut asemănător în minerale mafice şi felsice şi acide, dominate de minerale felsice (Text-fig.11.1, 2).

Piroclastice	Ignimbrite, tufuri, cenuşi, blocuri vulcanice												
Vulcanice	Riolit	Dacit	Trahit	Trahit alcalin	Fonolit	Andezit	Bazalt						
Subvulcanice	Porfire					Melafire							
Filoniene	Pegmatite					Lamprofire							
Plutonice	Granit	Granodiorit	Sienit alcalin	Sienit	Sienit foidic	Diorit	Gabboru	Plagioclazit	Peridotit	Dunit	Piroxenit	Hornblendit	
Familie	Granitoide		Sienitoide			Gabbroide			Ultramafite				
Conţiut în SiO_2	Acide >65%		Intermediare 52-65%				Bazice 52-44%		Ultrabazice <42%				

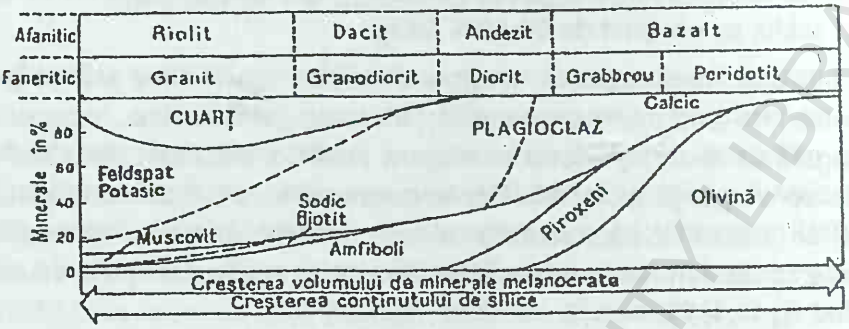
Text-fig. 11.1. Chimismul şi tipurile de roci magmatice, după Dragomir & Androhovici (1995).

La rândul lor, rocile magmatice, în raport cu locul de consolidare al magmelor, se mai împart în roci intruzive sau plutonice, consolidate în adâncimea scoarţei şi vulcanice, sau extruzive, respectiv efuzive, consolidate la suprafaţă, rezultate din răcirea şi consolidarea lavelor, atât subaerian cât şi subacvatic.

Rocile magmatice includ piroxeni, amfiboli, olivine şi biotit, ca minerale mafice principale şi feldspaţi plagioclazi, feldspaţi alcalini, feldspatoizi, muscovit şi cuarţ, ca minerale leucocrate principale. Acestor minerale li se asociază magnetit, cromit, apatit, granaţi, turmalină, etc. drept minerale accesorii. În raport cu timpul

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de consolidare şi cu adâncimea la care aceasta se produce, structurile rocilor magmatice pot fi cristaline, vitroase sau amorfe, cele cristaline caracterizând rocile plutonice, iar cele vitroase pe cele vulcanice.



Text-fig. 11.2. Clasificarea rocilor magmatice, după Ţicleanu & Pauliuc (2003).

Roci magmatice bazice importante sunt gabbroul, plagioclazitul şi dioritul, ultimul considerat şi ca rocă intermediară, ca roci plutonice, corespondenţii lor de suprafaţă fiind bazaltul, andezitul şi porfiritul. Ultramafitele precum peridotitul, dunitul, hornblenditul şi piroxenitul nu au corespondenţi de suprafaţă. Roci intermediare plutonice sunt sienitele foidice, sienitele alcaline şi sienitele sens-strict, iar corespondenţii lor efuzivi sunt trahitul, trahitul alcalin şi fonolitul. Roci acide plutonice sunt granitul şi granodioritul, iar corespondenţii lor vulcanici sunt riolitul şi dacitul. Acestor tipuri de roci li se adaugă cele cu geneză mixtă, vulcanică şi sedimentară, precum tufurile, cineritele şi ignimbritele.

În raport cu situaţia tectonică în care iau naştere rocile magmatice, se caracterizează şi chimismul şi natura bazică sau acidă a acestora (Rădulescu, 1981). În zonele de expansiune se generează magme bazaltice, bazice, tholeiitice, ce cuprind următoarele tipuri de asociaţii: asociaţii peridotit-serpentinitice, asociaţii ofiolitice şi asociaţii spilitice, fiecare caracterizate prin magme cu chimism şi structuri specifice. În zonele convergente, de coliziune sau de subducţie, se generează magme acide sau intermediare, cu următoarele asociaţii: asociaţii andezitice şi asociaţii granitice.

Asociaţiile ofiolitice sunt asociaţii de roci magmatice bazice şi ultrabazice generate pe plăci oceanice, în zone de rift sau de dorsale medio-oceanice. Asociaţiile ofiolitice se definesc ca o succesiune de strate magmatice, incluzând din bază către top: harzburgite (ultrabazice), cumulate (aglomerări) ultramafice, gabbrouri, pillow-lave şi sedimente oceanice. Masivul Trodos din Cipru este zona clasică de studiu a ofiolitelor.

Asociaţiile spilitice sunt şi ele generate pe plăci oceanice şi includ bazalte

BCU ALEXANDRU IOAN CUZA UNIVERSITY LIBRARY

cu albit, cu albit şi oligoclaz, la care se asociază clorit şi calcit (Rădulescu, 1981), iar asociaţiile peridotit-serpentinitice includ gabbrouri stratificate, diorite şi norite, tot de placă oceanică. În România, gabbroul de Iuti şi serpentinitul de Tişoviţa sunt considerate situaţii geologice rare pentru înţelegerea succesiunilor serpentinitice vechi, pre-Carbonifere. În zonele de expansiune asociate rifturilor continentale, apar frecvent bazaltele de platou, cum este cazul bazaltelor din Scoţia, Groenlanda şi India.

Asociaţiile granitice includ granite, granodiorite şi cuarţ-diorite (Rădulescu, 1981), cu corpuri plutonice, asociate zonelor de compresiune, în regim colizional. Asociaţiile andezitice sunt caracteristice zonelor de subducţie şi includ andezite piroxenice, andezite cu amfiboli şi biotit, dacite şi riolite.

Iniţial, temperatura magmei este de 700-800°C pentru magmele granitice şi riolitice, dar ea poate să atingă şi valoarea de 1200°C, pentru magmele gabbroice şi bazaltice (Rădulescu, 1981).

Din punct de vedere fizic, magma este vâscoasă, densă, având o greutate specifică mare, influenţată direct de presiune. Presiunea la care magma este supusă este foarte ridicată, de câteva mii de atmosfere, presiunea fiind unul din factorii de mişcare ai magmelor spre suprafaţă.

Schimbarea chimismului magmelor se poate produce prin câteva procese importante de diferenţiere magmatică: licuaţie, diferenţiere prin contact, cristalizare fracţionată şi mişcarea volatilelor. Licuaţia este procesul de diferenţiere magmatică produsă în stare lichidă sau semilichidă, schimbările de chimism fiind produse prin dezamestecul de magme lichide, nemiscibile. Diferenţierea prin contact se produce prin acumularea de material rezultat din pereţii rezervorului magmatic, prin antrenarea de material extern, străin complexului magmatic, proces prin care apar frecvent corpuri străine sau xenolite în corpurile magmatice. Cristalizarea fracţionată are loc o dată cu atingerea punctului critic de cristalizare, moment în care din masa magmatică încep să se producă prin cristalizare următoarele minerale, ordinea lor de formare fiind dictată de factori termodinamici: olivina, piroxeni, amfiboli, mice, feldspatoizi, feldspaţi şi cuarţ (Rădulescu, 1981, Dragomir, 1994, Şeclăman et al., 1999). O dată ce se produce cristalizarea fracţionată, începe separarea gravitaţională a acestor minerale ce încep să se acumuleze separat: mineralele felsice, uşoare, se separă prin flotaţie de cele grele, cu compuşi de fier. Volatilele pot antrena fracţiuni din masa magmatică, producând la rândul lor diferenţiere.

Ridicarea magmelor se face de-a lungul unor fracturi sau falii adânci din scoarţa terestră, lavele ieşind la suprafaţă de-a lungul dorsalelor medio-oceanice, fracturilor în crusta continentală, coşurilor vulcanice sau tuburi de lavă, ultimele

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

caracterizând structura vulcanilor.

Pe măsură ce înainteaza spre suprafaţă, magmele suferă procese de decomprimare şi de răcire progresivă ce conduc treptat la mărirea vâscozităţii şi în cele din urmă la solidificare. Ascensiunea magmelor către suprafaţă este determinată de presiunea litostatică, de presiunea volatilelor dizolvate în masa magmatică precum şi de diferenţa de densitate între magme şi rocile înconjurătoare. Astfel de procese de răcire şi de decomprimare poartă numele de procese de consolidare a magmelor, fiind descrise trei faze de consolidare magmatică: lichid-magmatică, pegmatitică şi hidrotermală.

Faza lichid-magmatică este prima fază, fiind caracterizată de temperaturi între 900°-600°C. În această fază se cristalizează mai întâi silicaţii mafici şi ulterior silicaţii felsici. Aceste cristale sunt înglobate într-o topitură vâscoasă ce se răceşte încet, având loc în adâncimea scoarţei.

Faza pegmatitică este cea de a doua fază semnificativă, având loc la temperaturi între 600°-365°C. Este caracterizată de topituri mai fluide care se descompun de-a lungul unor fisuri, generând filoane. Se formează filoane cu cristale de dimensiuni mari, numite "pegmatite", care sunt rezultatul unei cristalizări foarte lente, dimensiunea cristalelor fiind direct proporţională cu timpul de cristalizare. Această fază are loc în scoarţă, la adâncimi sub 50 de kilometri.

Faza hidrotermală este ultima fază de consolidare magmatică şi are loc la temperaturi sub 365°C. Este faza în care din magme se dezamestecă vapori de apă, generând presiuni înalte care împing către suprafaţă topitura magmatică.

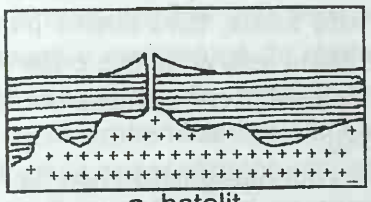
Un corp magmatic este o structură primară, nemodificată tectonic, de magmă consolidată, fiind caracterizat de o morfologie specifică în funcţie de tipul de magmă, de adâncimea de consolidare şi de structurile geologice în care un astfel de corp a fost intrus, pus în loc. Corpurile magmatice se clasifică în funcţie de dimensiuni, de morfologie şi de raporturile concordante sau discordante în care ele se găsesc cu rocile înconjurătoare.

Batolitul este un corp magmatic discordant în raport cu rocile din jur, de dimensiuni foarte mari, de până la câteva sute de kilometri în lungime, situat în adâncime. Batoliţii reprezintă foste rezervoare magmatice consolidate, de la care pornesc către suprafaţă alte tipuri de corpuri magmatice (Text-fig. 11.3a).

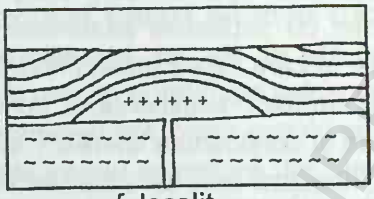
Dyke-ul este o injecţie magmatică discordantă, dispusă pe o fractură care taie transversal rocile adiacente, de obicei plană, cu grosimi relativ reduse şi dezvoltare laterală largă (Text-fig. 11.3b). Stock-ul este un corp magmatic discordant de dimensiuni mai reduse decât batolitul (Text-fig. 11.3c).

Neck-ul este un canal vulcanic, discordant în raport cu rocile din jur, cu diametru redus, ce alimentează un aparat vulcanic şi face legătura dintre acesta

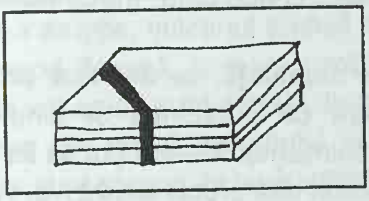
BCU IASI CETATEA UNIVERSITARA LIBRARY



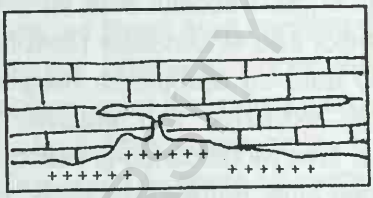
a. batolit



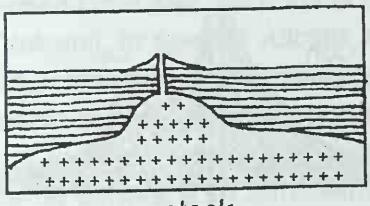
f. lacolit



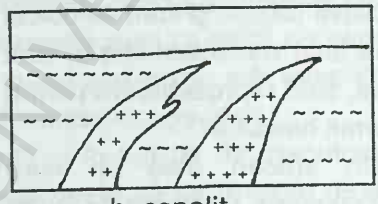
b. dyke



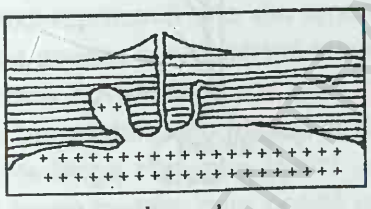
g. sill



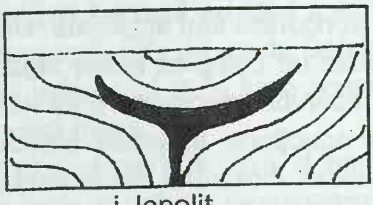
c. stock



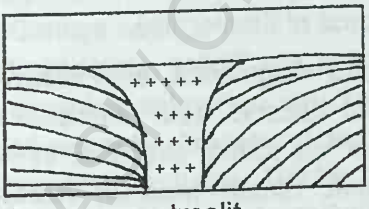
h. conolit



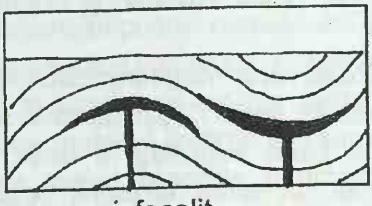
d. neck



i. lopolit



e. etmolit



j. facolit

Text-fig. 11.3. Corpuri magmatice.

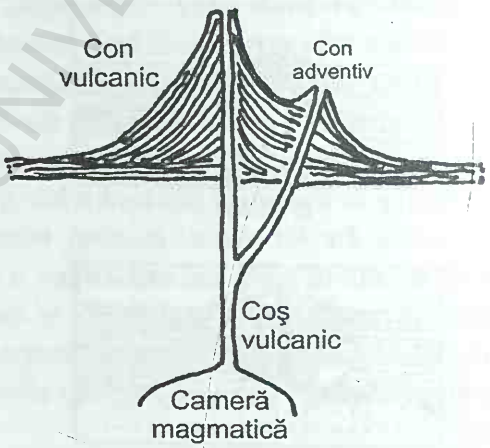
BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şi rezervorul magmatic (Text-fig. 11.3d). Ethmolit-ul este un corp discordant de formă tronconică, cu baza în sus (Text-fig. 11.3e).

Lacolitul este un corp magmatic în formă de ciupercă sau de lentilă, concordant cu structurile stratificate în care este intrus, fiind dispus paralel cu structurile în care este injectat (Text-fig. 11.3f). Sill-ul este o injecţie orizontală de-a lungul stratelor sedimentare, concordantă, paralelă cu acestea, cu o largă dezvoltare şi continuitate laterală (Text-fig. 11.3g).

Chonolitul este un corp discordant de formă neregulată (Text-fig. 11.3h). Lopolitul este un corp magmatic lentiliform, cu concavitatea în sus, concordant (Text-fig. 11.3i). Facolitul este un corp magmatic concordant, intrus de-a lungul anticlinalelor sau sinclinalelor (Text-fig. 11.3j).

O dată cu apropierea magmelor către suprafaţă, se definesc procesele vulcanice, extruzive sau efuzive, pe măsură ce presiunea şi temperatura descresc, lava modificându-şi vâscozitatea şi chimismul. Lavele pot să fie bogate în minerale albe, numite lave acide, care de obicei dau erupţii explozive, violente. Lavele bogate în minerale negre se numesc lave bazice şi sunt de obicei rezultatul unui vulcanism liniştit, sunt vâscoase, fiind reprezentative pentru vulcanismul hawaiian.



Text-fig. 11.4. Structura unui vulcan.

Un vulcan este un corp geologic complex, de obicei de forma conică, forma lui putând să varieze până la tronconică sau aplatizată. Un vulcan este un complex efuziv legat de un rezervor magmatic printr-un canal de aducţiune, structura clasică a unui vulcan incluzând următoarele elemente (Text-fig. 11.4): camera magmatică, coşul vulcanic şi conul vulcanic.

Rezervorul magmatic sau camera, vatra magmatică, este rezervorul de alimentare cu lavă. Coşul vulcanic sau canalul vulcanic, este principala cale de aducţiune către suprafaţă a lavei, de obicei de formă circulară în secţiune transversală. În urma eroziunii coşului vulcanic rămân neck-uri vulcanice cu morfologie ascuţită. Conul vulcanic este acumularea de lavă şi cenuşă solidificată, depuse de-a lungul erupţiilor vulcanice anterioare. Conul vulcanic poate atinge înălţimi mari, de peste 6-7000 de metri, conuri vulcanice cunoscute fiind Fuji,

BCU "Ovidius" CONSTANŢA UNIVERSITY LIBRARY

Kilimandjaro, Etna, etc. Morfologia conului vulcanic se poate modifica în urma erupţiilor explozive, momente în care o parte din con poate să fie distrusă, o dată cu formarea calderei vulcanice. O calderă tipică este caldera vulcanului Saint-Helens, formată după erupţia devastatoare din 1980. Lateral, pe conul vulcanului, se formează o succesiune de strate, pe de o parte de lavă, pe de altă parte de strate de cenuşă ce alternează în funcţie de fazele de erupţie ale vulcanului, mai ales în cazul stratovulcanilor. Din canalul vulcanic se pot forma canale adventive sau adiacente, care alimenteaza aşa numitele conuri adventive, de dimensiuni mai mici, dispuse frecvent pe pantele conului vulcanic principal. Din canalele adventive se pot forma silluri, între stratele de lavă şi cele de cenuşă.

La erupţie, vulcanul aruncă în atmosferă, pe lângă mari cantităţi de gaze şi de vapori de apă, o mare cantitate de cenuşă, bombe şi blocuri vulcanice. Blocurile vulcanice sunt corpuri de dimensiuni mari, chiar de ordinul metrilor, fiind desprinse din coşul vulcanului şi aruncate la înălţimi apreciabile. Bombele vulcanice sunt corpuri de lavă solidificată cu dimensiuni de peste 10 centimetri, se formează prin răcirea lavei în zbor, la cădere lava fiind deja solidificată. Bombele de dimensiuni mai mici, de până la câţiva centimetri, poartă numele de lapili.

Vulcanii, în special vulcanii acizi, generează mari cantităţi de cenuşe, ce formează prin sedimentare roci piroclastice, cu origine mixtă, atât magmatică cât şi sedimentară, clasificate în raport cu granulometria lor specifică.

La erupţie, cenuşa este incandescentă şi în funcţie de granulometria ei poate să fie purtată şi în atmosfera înaltă sau poate să se reverse de-a lungul pantelor vulcanului sub forma unor nori incandescenţi, numiţi nori piroclastici. Norii piroclastici reprezintă una din ameninţările majore în cazul erupţiei unui vulcan, deoarece aceştia pot să atingă temperaturi de câteva sute de grade Celsius şi se pot deplasa cu viteze foarte mari, pe pantele vulcanului şi în jurul acestuia, pe distanţe apreciabile, producând devastări la scară mare.

Pe lângă norii piroclastici, se mai produc curgeri de lavă şi noroaie de cenuşă foarte mobile, care poartă numele de lahar, cu efecte devastoare asupra reliefului şi biocenozelor din jurul vulcanului.

Cenuşa sedimentată în apropierea vulcanului poartă numele de "tephra". Cenuşile cimentate, solidificate, poartă numele de tufuri vulcanice, solidificarea lor putând avea loc subaerian sau subacvatic, în funcţie de poziţia geografică a vulcanului respectiv. Amestecul de cenuşă şi de material sedimentar suplimentar poartă numele de tufite. Rocile piroclastice includ brecciile piroclastice, cu elemente angulare cimentate, aglomeratele piroclastice, ignimbritele, cu elemente sudate între ele ca efect al temperaturilor înalte la care au fost supuse în timpul erupţiilor, tufuri, cu cenuşi consolidate şi tufite.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lavele pot fi consolidate subacvatic sau subaerian. Lavele bazice, rezultate în urma erupţiilor vulcanice de-a lungul dorsalelor medio-oceanice, se constituie în structuri magmatice specifice şi poartă numele de pillow-lave. Pillow-lavele sunt caracteristice regimului extensiv, sunt tipic oceanice şi sunt incluse într-o succesiune caracteristică de strate, fiind asociate ofiolitelor oceanice. Curgerea acestor lave este determinată de răcirea bruscă a materialului magmatic în condiţii de temperatură scăzută şi presiune hidrostatică ridicată, corespunzatoare unor adâncimi de 4-5000 de metri.

Lavele acide pot genera pechstein, silicat hidratat şi obsidian, silicat anhidru, ultimul fiind o materie primă preferată pentru uneltele culturilor paleolitice. Piatra ponce este rezultatul răcirii magmei acide în condiţii subacvatice. Tot magmatismul acid poate să genereze lave scoriacee, bogate în goluri lăsate de dezamestecul gazelor din masa semilichidă, cu textura tipică, numită "scoriacee".

În fazele tîrzii, posteruptive, pot apărea geyserii, care sunt izvoare arteziene de apă fierbinte, rezultaţi în urma încălzirii apei în rezervoare asociate unor corpuri vulcanice calde. Astfel de manifestări sunt tipice Islandei sau Parcului Naţional Yellowstone. Spre deosebire de geyseri, cu manifestări intermitente, sofionii sunt izvoare continui de apă fierbinte, asociaţi corpurilor magmatice calde. Izvoare continui dar reci, asociate vulcanismului, sunt izvoarele carbonatate, acolo unde se formează travertin şi tufuri calcaroase cu importanţă paleontologică. În România, astfel de izvoare sunt tinere, asociate vulcanismului Neogen şi Cuaternar.

Produse vulcanice gazoase sunt incluse în categoria fumarolelor, mofetelor şi solfatarelor. Fumarolele sunt emanaţii gazoase asociate fazei principale de erupţie, de temperaturi de peste 200° Celsius, incluzând sau nu vapori de apă şi diferite tipuri de gaze. Solfatarele sunt emanaţii de gaze mai reci, între 200° şi 40° Celsius, iar mofetele sunt emanaţiile cele mai reci, sub 40° Celsius, ultimele apărând ca manifestări postvulcanice.

Fazele de erupţie ale unui vulcan au produse şi perioade de manifestare caracteristice. Ele sunt următoarele: faza pre-erupţie, faza eruptivă şi faza post-erupţie. Faza pre-erupţie, asociată cu cutremure locale, emanaţii de gaze şi vapori de apă pe faliile din zonă, asociate cu modificarea incipientă a reliefului vulcanului. Faza eruptivă este erupţia propriu-zisă, explozivă sau nu. În timpul fazei eruptive au loc curgerile de lave, de nori piroclastici, generarea de bombe vulcanice, de blocuri şi lapili, precum şi de mari cantităţi de cenuşă, în cazul vulcanilor subaerieni, însoţite de manifestări seismice puternice. Faza post-erupţie este asociată cu emanaţii slabe de gaze şi ploi de cenuşă, cu produse de temperatură din ce în ce mai scăzută.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Vulcanismul poate fi clasificat în funcţie de caracterul acid sau bazic al lavelor implicate, în raport cu morfologia aparatelor vulcanice, cu timpul de activitate sau cu tipul de erupţie în fazele paroxismale. În raport cu tipul de lave implicate, vulcanii se împart în următoarele categorii (Lăzărescu, 1980): strombolian, hawaiian, vulcanian, maar, Bandai-San şi peleean.

Vulcanismul de tip strombolian, cu lave bazice şi erupţii regulate, având ca loc tipic vulcanul Stromboli, din insulele Lipari. Vulcanismul de tip hawaiian, dispus pe plăci oceanice, cu lave bazice, erupţii linistite şi conuri vulcanice largi, de dimensiuni mari. În insulele Hawaii, astfel de exemple sunt vulcanii Mauna-Loa şi Kilawea. Vulcanismul de tip vulcanian, având ca loc tipic vulcanul Vulcano, din insulele Lipari. Este un vulcanism cu lave acide sau intermediare, erupţii violente însoţite de seisme şi de generarea de mari cantităţi de cenuşe şi de nori piroclastici. Un astfel de exemplu este vulcanul Vezuviu, ale cărui erupţii au marcat sudul Italiei în timp istoric, fiind responsabil cu distrugerea oraşelor Pompeii şi Herculaneum. Vulcanismul de tip maar, cu lave bazice, aproape lipsit de conuri vulcanice, de obicei coşul vulcanic fiind acoperit de un lac actual, de unde şi numele de „maar", după numele original german. Erupţiile sunt liniştite, iar vulcanii stinşi de acest tip au semnificaţie economică, aşa cum este cazul kimberlitelor din Africa de Sud, purtătoare de diamante.

Vulcanismul de tip Bandai-San este un vulcanism cu lave acide, cu erupţii violente, asemănător cu tipul vulcanian, cu mari cantităţi de cenuşe generate şi nori piroclastici. Vulcanismul de tip Bandai-San conduce la formarea de caldere importante, prin aruncarea în aer a conului vulcanic. Cel mai cunoscut exemplu de vulcan ce aparţine acestui tip este Krakatoa, explozia acestui vulcan în anul 1883 fiind cea mai severă explozie vulcanică documentată în timp istoric. Cenuşa generată cu ocazia erupţiei vulcanului Krakatoa a ajuns în stratosferă, de unde a fost transportată în jurul Pământului, prin curenţii înalţi sau jet-streams. Vulcanismul de tip peleean este un vulcanism acid, documentat în Martinica, unde Montagne Pele a erupt în anul 1902 cu consecinţe devastatoare pentru portul Saint-Pierre. Erupţiile de tip peleean sunt violente, cu nori piroclastici extrem de periculoşi, generatori de cantităţi semnificative de ignimbrite. Erupţia lui Montagne Pele a început cu o revărsare puternică de lahar, urmată de formarea unui ac vulcanic în vârful coşului care, o dată distrus, a generat nori piroclastici devastatori.

Vulcanii pot să fie activi sau stinşi, în raport cu timpul de activitate desfăşurat în timp istoric sau în timp geologic. Manifestările vulcanice pot fi asociate unor fracturi liniare în scoarţă, aşa cum este cazul vulcanilor liniari sau ele se pot asocia unor centre vulcanice, aşa cum este cazul vulcanismului central.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Un tip special de vulcani îl reprezintă vulcanii submarini, dispuşi pe plăci oceanice, cu morfologie conică şi înălţimi raportate la nivelul câmpiei abisale de mii de metri. Astfel de vulcani poartă numele de guyot-uri, vârful lor fiind adesea retezat în urma exondării. În România, vulcanismul paleozoic este bine dezvoltat în Carpaţii de Sud, în Munţii Almăjului, unde sunt descrise tufuri şi cinerite permiene, precum şi un neck vulcanic – Trescovăţul, ce domină defileul Dunării (Răileanu, 1953). Vulcanismul Mesozoic, Neozoic şi Cuaternar din România este foarte divers şi bine dezvoltat.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XII. Metamorfismul şi rocile metamorfice

Prin procese metamorfice se înţelege totalitatea proceselor de schimbare fizică şi chimică la care sunt supuse toate tipurile de roci la condiţii de temperatură şi presiune foarte ridicate, cu sau fără participarea unor fluide. Astfel de condiţii sunt determinate de factorii endogeni, cu originea la interiorul litosferei sau al crustei terestre, precum temperatura, presiunea şi fluidele endogene. Metamorfismul acţionează asupra rocii iniţiale, numită "protolit", prin acţiunea factorilor metamorfici fiind generat un nou tip de rocă, numită „metamorfit". Geneza metamorfitului pornind de la protolit poate avea loc fără schimbări chimice, cum este cazul metamorfismului izochimic sau cu schimbări chimice, cum este cazul metamorfismului metasomatic (Şeclăman et al., 1999). În natură exista un ciclu de generare şi regenerare a celor trei tipuri de roci cunoscute, magmatice, sedimentare şi metamorfice.

Factorii metamorfismului sunt următorii: temperatura, presiunea şi fluidele. Temperatura poate să genereze recristalizare, precum şi schimbări chimice în cuprinsul rocilor care se metamorfozează. De obicei temperatura metamorfismului ajunge până la 1000°C, până la limita de anatexie sau de topire a rocii.

Presiunea poate să fie datorată îngropării la adâncimi variabile, de până la câteva zeci de kilometri, a rocilor ce urmează să fie metamorfozate şi atunci poartă numele de presiune litostatică, dar poate să fie datorată şi fenomenelor tectonice, purtând numele de presiune orientată. În cazul presiunii orientate, metamorfismul ia naştere în zonele aflate în regim tectonic compresiv, în zonele de subducţie sau de coliziune, acolo unde presiunea acţionează pe o direcţie preferenţială. Presiunea litostatică acţionează uniform, asemănător presiunii hidrostatice, compactând rocile, fără deformarea acestora. În schimb, presiunea orientată are rolul unor modificări de textură în rocile asupra cărora acţionează, producând orientarea preferenţială a cristalelor, orientare ce este exprimată de obicei prin şistozitate, de unde şi denumirea generică de "şisturi cristaline".

Fluidele rezultate în urma proceselor fizice şi chimice la temperaturi şi presiuni înalte. Au un rol important în schimbarea chimismului rocilor preexistente, ale protolitului, participând la formarea de roci metamorfice cu chimism schimbat.

Metamorfismul poate să aibă două efecte importante: reorganizarea reţelei cristaline în rocile supuse metamorfismului şi apariţia de minerale noi în rocile respective. Tipurile de metamorfism se diferenţiază în raport cu rolul pe care îl

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

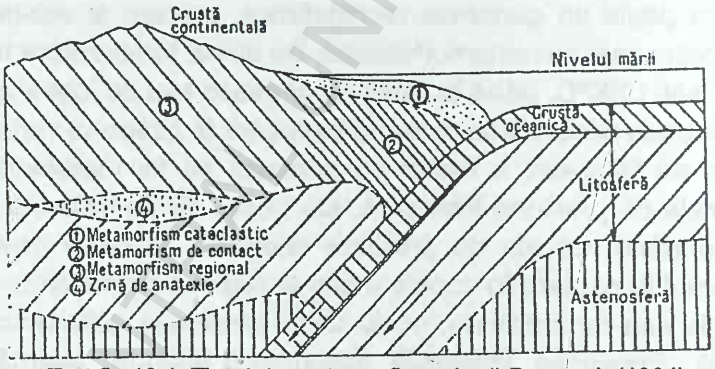
joacă factorii fizico-chimici (Text-fig. 12.1). Metamorfismul cataclastic sau dinamic este un metamorfism dominat de presiunea orientată. Rocile metamorfozate suferă distrugeri ale reţelei cristaline, respectiv cristalizări şi recristalizări. Temperatura joacă un rol redus în acest caz.

Metamorfismul de contact apare la contactul dintre rocile magmatice intruzive şi rocile înconjurătoare sau în apropierea zonelor de subducţie, generând aşa numitele "aureole de contact".

Metamorfismul termic sau izochimic, se produce fără schimbări în chimismul mineralelor. Metamorfismul metasomatic este metamorfismul ce produce schimbări chimice în minerale, fiind controlat atât de temperatură, cât şi de acţiunea fluidelor metamorfice, producând albitizări, dolomitizări sau feldspatizări.

Metamorfismul regional este un metamorfism ce apare pe întinderi largi în scoarţa terestră şi este asociat presiunii litostatice de îngropare.

Ultrametamorfismul sau anatexia, este metamorfismul extrem, dus până la limita topirii rocii iniţiale. El generează roci aflate în stare semitopită, care poartă numele de migme.

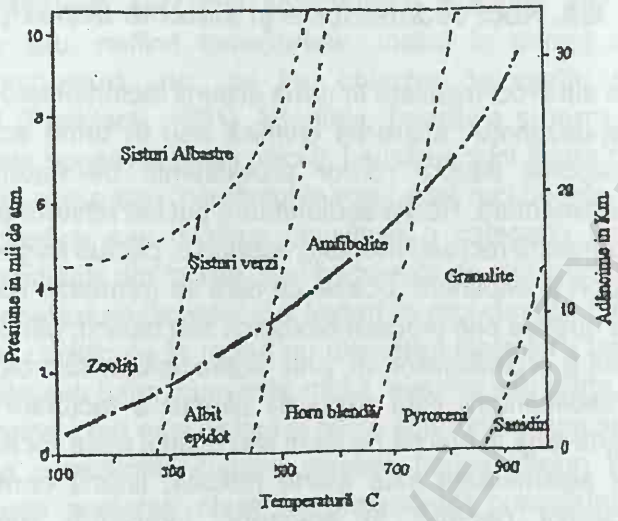


Text-fig.12.1. Tipuri de metamorfism, după Dragomir (1994)

Şeclăman et al. (1999) clasifică metamorfismul pe următoarele categorii: metamorfism metasomatic, metamorfism cinematic, metamorfism blasto-cinematic şi metamorfism termo-baric.

Rocile metamorfice includ minerale comune, precum feldspaţi, cuarţ, piroxeni, amfiboli, carbonaţi, oxizi, precum şi minerale noi, rezultate prin metamorfism, numit şi minerale tipomorfe, precum clorit, sericit, talc, granaţi, serpentine, grafit şi wollastonit, printre multe altele. Rocile metamorfice cuprind skarnele sau roci carbonatice metamorfozate, eclogitele sau roci metamorfice cu prioxeni şi amfiboli, corneene, gnaise sau roci şistoase, cu mică, amfiboli, cuarţ şi

feldspaţi, micaşisturi, asemănătoare gnaiselor, dar formate în special din mice, filite sau argile metamorfozate, marmure sau calcare metamorfozate, ardezii, bogate în sericit, etc.



Text-fig. 12.2. Faciesuri metamorfice, din Ţicleanu & Pauliuc (2003).

Faciesurile metamorfice reprezintă asociaţii de roci metamorfozate în condiţii de presiune şi de temperatură asemănătoare. Ca exemple, se pot cita faciesul granulitelor, amfibolitelor, corneenelor sau cel al şisturilor verzi (Text-fig. 12.2).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XIII. Roci sedimentare şi sisteme depoziţionale

Rocile sedimentare sunt roci rezultate în urma acţiunii factorilor exogeni, cum sunt vântul, apa, îngheţ-dezgheţul, alterarea chimică sau în urma acţiunii factorilor biotici, care au acţionat asupra rocilor preexistente de natură magmatică, metamorfică sau sedimentară. Rocile sedimentare pot lua naştere prin procese de alterare, când se formează roci sedimentare reziduale, pot lua naştere din procese de eroziune, transport şi depunere, ocazie cu care se formează roci detritice sau clastice sau pot lua naştere prin procese biologice sau biotice, când sunt generate prin acţiunea directă a organismelor vii, prin bioprecipitare sau bioacumulare de carbonaţi. Rocile sedimentare sunt expresia directă a factorilor exogeni care variază în limite foarte largi în funcţie de locul sau spaţiul unde rocile se formează. Diversitatea rocilor sedimentare este foarte ridicată, ţinând cont şi de marea diversitate a factorilor genetici ai acestora. Literatura românească de sedimentologie include lucrările publicate de Anastasiu (1988), Anastasiu & Jipa (1990) şi Rădulescu & Anastasiu (1979).

Structura tipică a rocilor sedimentare este stratul, cu pluralul strate. Pluralul "straturi" este greşit în limbajul geologic şi are sens în limbajul horticol, ca "straturi de flori". Stratul (Text-fig. 13.1a-c) constituie o structură primară (Paulinc & Dinu, 1985), cu următoarele elemente: culcuşul sau partea inferioară, acoperişul sau partea superioară şi respectiv grosimea stratului. Stratele sunt rezultatul depunerii sedimentare pe suprafeţe plane şi pot să fie variabile ca grosime în dezvoltarea lor laterală. La interiorul stratului se identifică structurile sale interne: laminaţii paralele (Text-fig. 13.1.b), încrucişate (Text-fig. 13.1c), oblice, slumps,

Text-fig. 13.1. Stratul ca structură primară.

erozionale, etc. Suprafeţele de strat pot înregistra diferite tipuri de structuri, cum sut ripple marks sau urme de valuri, flute casts sau urme de curent, crăpături de uscare, etc.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Rocile sedimentare se împart în roci reziduale, clastice sau detritice, organogene sau biogene, roci autigene sau de precipitare, în sensul vechi al termenului şi roci vulcano-sedimentare sau vulcanoclastice.

Rocile reziduale sunt roci sedimentare rezultate din alterarea rocilor preexistente, in situ, nefiind transportate. Includ în primul rând solurile, cu podsoluri, cernoziomuri, etc., ce fac obiectul de studiu al pedologiei şi paleopedologiei (Retallack, 1991), lateritele, bauxitele şi terra rossa. Lateritele sunt roci reziduale bogate în alumosilicaţi, bauxitele sunt foarte bogate în oxizi de aluminiu, iar terra rossa sau "pământurile roşii" sunt roci bogate în oxizi de fier.

Rocile clastice sau detritice constituie o categorie importantă de roci sedimentare, constituite din "claste" sau fragmente de roci erodate, transportate şi depuse într-un context sedimentar. Se împart în roci clastice mobile şi cimentate sau consolidate, clasificate în raport cu diametrul clastelor (Text-fig. 13.2). Cele mobile sunt pelite sau lutite, cum este mâlul, aleurite sau siltite, cum este praful, psamite sau arenite, cum este nisipul şi pefite sau rudite, cum sunt grohotişul sau blocurile. Rocile consolidate cuprind clastele prinse într-un liant, matrice sau ciment, corespund aceloraşi clase, corespondenţii consolidaţi ai mâlului fiind argila, ai prafului, loessul, ai nisipului, gresia, iar ai pietrişurilor, conglomeratul şi breccia.

STRUCTURA	ROCI MOBILE (fără liant)		ROCI CONSOLIDATE (cu liant)	
	Claste angulare	Claste rulate	Claste angulare	Claste rulate
Φ>20 cm PSEFITE (RUDITE) Φ<20 cm	BLOCURI GROHOTIŞ	BOLOVĂNIŞ PIETRIŞ	BRECIE	CONGLOME - RAT
PSAMMITE (ARENITE)	NISIP		GRESIE	
ALEURITE (SILTITE)	PRAF		LOESS	
PELITE (LUTITE)	MÂL		ARGILĂ	

Text-fig. 13.2. Sistematica rocilor clastice, din Dragomir & Androhovici (1995).

Rocile organogene sau biogene sunt formate pe seama activităţii biotice, rezultând fie din acumularea de schelete de organisme vegetale sau animale, fie din precipitarea carbonaţilor sau silicei direct din corpurile acestor organisme. Rocile organogene se împart în acaustobiolite, sau roci biogene, care nu ard şi roci organogene caustobiolite, sau roci biogene, care ard.

Acaustobiolitele se împart în calcare bioprecipitate, organo-sedimentare,

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

generate de cianobacterii, calcare bioconstruite (rezultate în urma activităţii coralilor sau a algelor calcaroase), calcare bioacumulate (lumaşeluri, sau aglomerări de schelete calcaroase, precum şi creta), silicolite (diatomite, spongolite, jaspuri) şi fosforite.

Caustobiolitele includ chihlimbarul sau ambra (răşină fosilă), şisturile bituminoase, petrolul, gazele de sondă şi cărbunii. Precursorul cărbunilor este turba (putere calorică mică, este brună). Cărbunii se clasifică în raport cu puterea calorifică şi după carbonificare: cărbuni bruni (maţi şi strălucitori, pământoşi, lemnoşi sau ligniţi, maţi, lucioşi şi huiloşi), huilă (cărbuni superiori, negri, urmă neagră) şi antracit (cărbuni superori, negri). Antracitul metamorfozat poartă numele de grafit. Cărbunii inferiori includ cărbunii bruni pământoşi şi lemnoşi (ligniţi), iar cei superiori, pe restul. Formarea cărbunilor este legată de arealele de mlaştină, respectiv de zone anoxice care permit conservarea şi carbonificarea materialului vegetal, fără distrugerea acesteia prin putrezire. Geologia cărbunilor reprezintă un domeniu foarte interesant de studiu, prin abordarea genetică, structura de zăcământ şi prin metode de exploatare. Cursuri semnificative de Geologia cărbunilor au fost publicate de către Petrescu et al. (1999) şi Preda et al. (1993a, b, 1994), La Universitatea din Bucureşti, cursul de Geologia cărbunilor este predat de către Prof.Dr. Nicolae Ţicleanu.

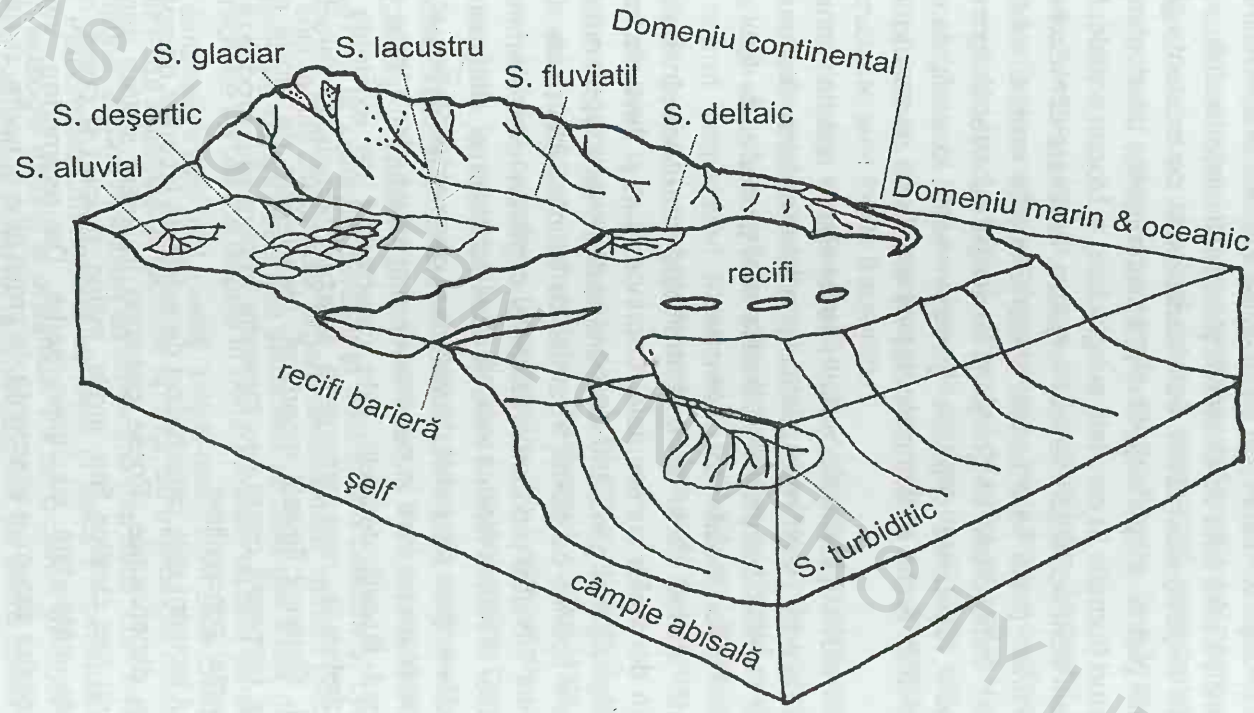
Rocile autigene sunt roci sedimentare care se formează in situ, mai ales prin procese de precipitare. Astfel de roci includ pisolitele sau perlele de cavernă, carbonatice, geyseritele, silicioase, noduli polimetalici, dolomitele (roci bogate în carbonat de calciu şi magneziu hidratat), anhidrite (roci bogate în sulfat de calciu anhidru), sarea gemă sau halitul (NaCl), crustele calcaroase, travertinele, etc.

Rocile vulcanoclastice sunt reprezentate prin acumulări de cenuşe, care poartă numele de tufuri vulcanice. Acestea pot fi libere sau consolidate şi pot juca un rol important în conservarea plantelor fosile, prin permineralizarea acestora.

Rocile sedimentare suferă procese geochimice de modificare a unor proprietăţi legate de chimism, sistem de cristalizare şi de mineralogie, la temperaturi şi presiuni reduse, aceste schimbări purtând numele de "diageneză". Diageneza este importantă în formarea de noi tipuri de roci sedimentare, în special autigene.

Spaţiul precis unde se formeză rocile sedimentare poartă numele de domeniu de sedimentare, iar domeniile de sedimentare se pot împărţi în două categorii mari: domeniul continental, care poate fi subaerian sau subacvatic şi domeniul marin sau oceanic (Text-fig. 13.3). Rocile sedimentare se formează în aceste domenii în cadrul unor spaţii de sedimentare sau ipostaze de sedimentare, bine caracterizate fizic şi chimic, care poartă numele de "sisteme depoziţionale"

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



Text-fig.13.3. Sisteme depoziţionale şi domenii de sedimentare. După Wicander & Monroe (1993).

sau de "ambianţe sedimentare". În cadrul domeniului continental apar următoarele sisteme depoziţionale, fiecare sistem depoziţional continental fiind caracterizat de asociaţii specifice de roci şi de structuri sedimentare: sistemul glaciar, aluvial, fluviatil, lacustru, deşertic, deltaic, de plajă, ultimele două sisteme fiind considerate sisteme de tranziţie între cele continentale şi respectiv cele marine.

Sistemul depoziţional glaciar, este caracterizat de existenţa gheţarilor de vale, de circ, de platou, suspendaţi, fiind produse morene, brecii glaciare, argile, pietrişuri, eskeruri (formate în canalele subglaciare) şi blocuri eratice. Morenele şi brecciile glaciare sunt acumulări de roci angulare, rezultate din răzuirea de către gheţar a terenurilor peste care acesta trece. Blocurile eratice sunt blocuri de dimensiuni mari, transportate de gheţar şi lăsate pe substrat în momentul topirii acestuia. Tillitele reprezintă depozite glaciare vechi, consolidate, cu blocuri angulare, brecioase. Acest sistem depoziţional are un rol deosebit în modelarea reliefului.

Sistemul aluvial generează corpuri sedimentare numite "conuri aluviale" sau "conuri de dejecţie", fiind reprezentate prin stive de roci clastice mobile sau consolidate, cu structuri încrucişate. Clastele sunt grosiere, de tipul pietrişurilor, grohotişurilor, brecciilor, mobile sau cimentate.

Sistemul fluviatil este unul dintre cele mai des întâlnite sisteme depoziţionale în domeniile continentale. Cuprinde râuri şi fluvii de toate tipurile, acest sistem depoziţional generând depozite sedimentare reprezentate prin roci calstice de toate tipurile, de obicei în strate cu structuri încucişate. Deplasarea laterală a braţelor fluviatile produce eroziune şi depunere de material sedimentar în malurile opuse. Sistemul fluviatil include două subsisteme, sistemul despletit şi cel meandrat, diferenţiate din punct de vedere al geometriei albiilor, al geometriei corpurilor sedimentare pe care le generează şi al structurilor interne ale acestor corpuri. Sistemul fluviatil despletit este caracterizat de existenţa unor albii intersectate, întreţesute, care generează structuri încrucişate caracteristice cu argile şi gresii. Sistemul fluviatil meandrat, caracterizat de albiile care nu se intersectează şi formează coturi sau meandre în care râul erodează şi depune material sedimentar concomitent.

Sistemul lacustru este caracterizat de existenţa lacurilor de apă dulce, de toate tipurile şi dimensiunile. Rocile generate în acest sistem sunt deobicei reprezentate prin roci clastice fine, argile, mâluri, nisipuri şi gresii, cu laminaţii interne paralele, câteodată cu ripple-marks. De asemenea, varvele sunt caracteristice acestui sistem, o alternanţă de argile albe şi negre, rezultate anual, din succesiunea sezonieră, cele albe iarna, iar cele negre, bogate în materie organică, vara. Un subtip al sistemului lacustru este sistemul paludal, telmatic sau

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de mlaştină. Acesta este un sistem carbogenerator, formator de cărbuni, deoarece reprezintă medii anoxice, unde material organică vegetală este conservată, turbifiată şi carbonificată în consecinţă.

Sistemul deşertic este caracterizat de existenţa unor condiţii climatice de ariditate extremă, calde sau reci. În acest sistem depoziţional are loc formarea de dune de nisip, care au o structură internă încrucişată caracteristic, cu claste rotunjite, transportate eolian. Apar argile foarte bogate în săruri, care poartă numele de sabkha.

Sistemul deltaic este un sistem de tranziţie între domeniul continental şi domeniul marin. Este caracterizat de existenţa nisipurilor şi a argilelor, respectiv a gresiilor şi a argilelor, în lobi deltaici, alimentaţi de către un braţ fluviatil. Structurile sedimentare cu gresie şi argile avansează dinspre uscat către şelf, pe domeniul marin litoral, proces ce poartă numele de prograđare. La prograđare, structurile oblice şi încrucişate sunt foarte frecvente.

Sistemul de plajă sau de coastă include sisteme lacustre sau lagunare, cu apă dulce sau salmastră, de cele mai multe ori afectate de uscare progresivă, motiv pentru care apar frecvent depozite evaporitice, cu gipsuri, anhidrit sau sare gemă. În cadrul domeniului marin sau oceanic se identifică sistemele depoziţionale de şelf, cum sunt platformele carbonatate şi sisteme depoziţionale oceanice sau abisale.

Sisteme depoziţionale de şelf, de platformă continentală, sunt în special reprezentate prin platforme carbonatate. Platformele carbonatate sunt sisteme depoziţionale recifale, complexe bioconstruite, de carbonat de calciu organic ($CaCO_3$), rezultate în urma acţiunii directe a organismelor constructoare de calcare. Aceste organisme sunt reprezentate prin corali, care precipită carbonatul de calciu ($CaCO_3$) la interiorul polipierului, cărora li se asociază alge calcaroase roşii sau verzi şi în secundar bivalve şi gastropode precum şi cyanobacterii ce generează concreţiuni calcaroase, organosedimentare, numite „stromatolite".

Platformele carbonatate sau sistemele recifale pot avea două morfologii principale: recifi de tip barieră dispuşi în benzi paralele cu linia ţărmului, cu lagună şi recifi de dimensiuni mai mici, numiţi "patch-reef", cum este cazul Marii bariere de corali din Estul Australiei şi recifi de tip atol, cu morfologie circulară, găzduind la interior laguna, o zonă interioară de adâncime mai mică, cum este cazul atolilor polinezieni. Platformele carbonatate au jucat şi joacă în continuare un rol foarte important în ecologia marină şi oceanică. Pe de o parte, 97-98% din depozitele calcaroase ale Pământului sunt de origine biogenă, iar dintre acestea, mai mult de jumătate au fost generate în sisteme depoziţionale recifale, restul aparţinând mâlurilor calcaroase abisale. Platformele carbonatate se găsesc întotdeauna în

zona de şelf, cu adâncimi mici, de până la 200-300 metri, după care se continuă cu panta continentală, care ajunge la 4000 sau 5000 de metri adâncime. O platformă carbonatată este o structură bioconstruită şi este rezultatul unei biocenoze extrem de complexe şi diverse, practic unice. Al doilea rol al construcţiilor recifale este acela de capcană de carbon sau de "Carbon sinkhole". Capcana de carbon scoate din circuitul natural al carbonului cantităţi semnificative, prin preluarea bioxidului de carbon (CO_2) atmosferic. Bioxidul de carbon atmosferic se dizolvă în masa de apă oceanică superficială şi de aici este preluat de către organismele bioconstructoare, cum este cazul coralilor care precipită carbonat de calciu prin procese biotice. Biocenozele recifale sunt foarte vulnerabile la poluare şi de aceea astăzi se consideră ca majoritatea biocenozelor recifale sunt în pericol. O construcţie recifală care se ridică pe verticală poartă numele de bioherm, iar o construcţie recifală care se dezvoltă preponderent lateral poartă numele de biostrom. Pentru sistemele de tip atol, dar şi pentru cele de tip barieră, s-a constatat o corelare între variaţia nivelului planetar sau nivelul eustatic şi respectiv variaţia fundului marin continental sau oceanic sau nivelul izostatic. Jocul dintre izostazie şi eustazie a determinat foarte precis construcţiile recifale, deoarece aceste construcţii depind foarte strict de limite ecologice extrem de înguste, cum sunt luminozitatea, adâncimea, concentraţiile în oxigen şi bioxid de carbon, turbiditatea, dinamica apelor şi gradul de poluare.

Sisteme depoziţionale oceanice, de adâncime, sunt caracteristice plăcilor oceanice propriu-zise. În domeniile oceanice se individualizează sistemul depoziţional turbiditic, care este dominat de existenţa unor curgeri de suspensii sedimentare submerse, în lungul pantei continentale, numite curgeri turbiditice, depuse de-a lungul câmpiei abisale. Astfel de curenţi turbiditici generează mari acumulări de mâl pe placa oceanică într-o succesiune ritmică, acumulări ce poartă numele de "fliş". Ritmicitatea este asigurată de producerea unor seisme, asociate mişcărilor crustale, fazelor paroxismale, flişul fiind un concept atât sedimentar, cât şi tectonic. Tot pe câmpia abisală se formează acumularea de mâluri carbonatate, ce generează în timp geologic depozite de cretă sau de calcare, de mâl carbonatic transportat pe slope-ul continental şi redepus pe câmpia abisală, în apropierea liniei de compensaţie a carbonatului de calciu (CCCD sau Calcium Carbonate Compensation Depth). Adâncimea CCCD poate să varieze între 2900 şi 3500 metri.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XIV. Stratigrafie

Stratigrafia este ştiinţa care se ocupă cu principiile şi metodele de datare, aranjare şi corelare a rocilor. Manuale semnificative de Stratigrafie sunt acelea publicate de Cotillon (1992), Grigorescu et al. (1999), Grigorescu (2003), iar capitole utile de Stratigrafie se găsesc în lucrările publicate de Stanley (1986), Wicander & Monroe (1993) şi Dott & Prothero (1994). Aspecte legate de Stratigrafie se găsesc şi în Capitolul al IV-lea, Principiile Geologiei stratigrafice, precum şi în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică. Timpul geologic este o categorie abstractă, greu de imaginat luând în considerare durata sa. În Geologie şi în Biologie, timpul geologic este o dimensiune esenţială a proceselor de toate tipurile. Megaciclurile tectonice, schimbările paleogeografice, micro- şi macroevoluţia sunt procese geologice şi biologice ce îşi găsesc expresia numai la scara timpului geologic. În consecinţă, periodizarea timpului geologic se face în urma marilor evenimente geologice şi biologice care au avut loc. Datările de vârstă pentru toate tipurile de roci şi fosile sunt încadrate la două mari categorii: determinări de vârstă absolută sau izotopice şi determinări de vârstă relativă, pe baza fosilelor caracteristice. În acest mod s-a constituit şi periodizat o scară geocronologică ce poate caracteriza limpede imensitatea timpului geologic. Istoria Pământului începe acum 4,5 miliarde de ani, acest interval de timp fiind împărţit în mai multe tipuri de subdiviziuni care poartă numele de „unităţi geocronologice". Acestea sunt de la mare la mic: eonul, era, perioada, epoca şi vârsta. Aceste subdiviziuni sunt corelate cu o serie de evenimente geologice şi biologice definite şi înregistrate clar.

În istoria Pământului au fost definiţi trei eoni: Eonul Arhaic, Eonul Proterozoic şi Eonul Phanerozoic. Primii doi eoni se mai grupează în Cryptozoic, sau intervalul vieţii ascunse, care a început acum aproape 4,6 miliarde de ani şi s-a terminat acum 0,545 miliarde de ani. Eonul Phanerozoic sau eonul vieţii evidente, a început acum 0,545 miliarde de ani şi până astăzi. Cei trei eoni se divid în ere, care sunt intervale de timp bine caracterizate din punct de vedere biologic şi geologic, împărţite la rândul lor în perioade, vârste şi epoci.

Intervalul Cryptozoic, de la *cryptos* = ascuns, *zoon* = animal, este cel mai îndelungat interval de timp geologic, de aproape patru miliarde de ani, cuprinde 88% din totalitatea istoriei geologice, este caracterizat de existenţa unor urme fosile foarte rare, având în vedere că de-a lungul său formele de viaţă nu au avut un schelet bine definit care să poată fi fosilizat şi în consecinţă păstrat până astăzi.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

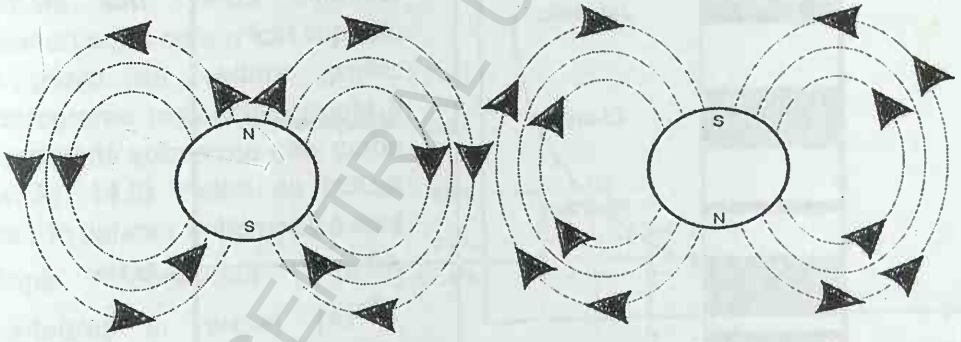
Deşi include cea mai mare parte a istoriei geologice a planetei, evenimentele geologice şi biologice petrecute de-a lungul intervalului Cryptozoic sunt mai puţin cunoscute, deoarece rocile formate în acest interval de timp nu s-au păstrat corespunzător, ele fiind subduse, metamorfozate sau erodate de-a lungul a nenumărate procese geologice şi megacicluri tectonice. Mai mult decât atât, fosilele găsite în rocile de această vârstă sunt foarte rare, deoarece corpul moale al organismelor cryptozoice nu s-a fosilizat decât foarte rar. Terra s-a format la începutul Cryptozoicului prin procese de acreţie planetară, tot în aceeaşi perioadă având loc formarea Lunii printr-un impact meteoritic major. La scurt timp, a avut loc formarea primei cruste oceanice, a fost generată prima hidrosferă şi prima atmosferă, începând diferenţierea tipurilor crustale, continentale sau oceanice, alături de o serie de megacicluri tectonice şi de glaciaţiuni majore, ulterioare diferenţierii tipurilor crustale. Din punct de vedere biologic, în Cryptozoic au avut loc evenimente epocale: apariţia primelor forme de viaţă, procariotice, cu organisme unicelulare fără nucleu celular individualizat, ca urmare a unei îndelungi evoluţii chimice, prebiotice, apariţia primelor eucariote, respectiv organismele uni- sau pluricelulare cu nucleu celular individualizat şi a primelor metazoare, toate aceste organisme lăsând însă urme fosile foarte rare. Detalii despre intervalul Cryptozoic se găsesc şi în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

Eonul Phanerozoic, de la *phaneros* = evident şi *zoon* = animal, este cel de-al doilea eon al istoriei Pământului, fiind caracterizat de existenţa organismelor cu schelet individualizat. Aceste organisme au lăsat fosile frecvente care au permis o periodizare clară a acestui interval de timp, rocile de această vârstă găsindu-se şi ele frecvent, fiind supuse într-o mai mică măsură subducţiilor, metamorfismului şi eroziunii, comparativ cu rocile de vârstă cryptozoică. De-a lungul Phanerozoicului s-au înregistrat trei megacicluri tectonice, caledonian, hercinic şi alpin, o serie semnificativă de perioade glaciare, a avut loc acreţia şi fragmentarea unui supercontinent, Pangeea, alături de apariţia şi dispariţia unor domenii oceanice precum Oceanul Iapetus, Paleotethys şi Tethys, concomitent cu coliziunea şi fragmentarea a numeroase plăci continentale, fenomene care au condus la configuraţia geografică actuală a Pământului. Din punct de vedere biologic, Phanerozoicul înregistrează marea explozie cambriană, moment în care apar brusc şi cu o mare diversitate toate încrengăturile de organisme cu schelet, nevertebrate şi vertebrate, alături de un număr uriaş de încrengături extincte, dispărute, unele din ele rapid, chiar la mijlocul sau la sfârşitul Cambrianului. Tot în Phanerozoic continuă evoluţia nevertebratelor şi a vertebratelor, cu apariţia amfibienilor, a reptilelor, a păsărilor şi a mamiferelor. În Cuaternar apare *Homo sapiens*, ca urmare a unei îndelungate evoluţii a familiei hominidelor. Detalii

BCU IASI CENTRU UNIVERSITAR BIBLIOTECA

despre Eonul Phanerozoic se găsesc şi în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

Paleoclimatul, ratele de sedimentare şi chiar unele procese evolutive au suferit o influenţă astronomică directă, în urma variaţiilor orbitale ale Pământului în raport cu Soarele. Aceste variaţii induc o serie de cicluri generale, cu o amplitudine de 10^4-10^6 ani, cicluri care poartă numele de "cicluri Milankovitch", după numele astronomului sârb Milutin Milankovitch (1879-1958), care a intuit influenţa acestor variaţii orbitale (Milankovitch, 1941). Aceste influenţe au fost decelate cu precizie de către Hays et al. (1976) pentru perioadele glaciare ale Cuaternarului. Variaţiile orbitale sunt induse de oblicitatea axei Pământului în raport cu planul orbitei sale în jurul Soarelui, de nutaţie sau de rotirea axei în raport cu orbita şi de excentricitate, ca urmare a faptului că Soarele se găseşte într-unul din focarele elipsei ce constituie orbita Pământului. Aceste variaţii induc precesia anotimpurilor şi insolaţia variabilă a crustei terestre. Spre exemplu, un ciclu complet de precesie este de 25800 de ani, fenomen ce produce aşa numita precesie a echinocţiilor, astfel încât steaua Polară variază în raport cu Polul Nord. Îi urmează un ciclu de 41000 de ani şi un al treilea, de 100000 de ani, dar ultimul nu este bine oglindit în cliclurile de sedimentare sau în paleoclimat, fiind "ecranat" de efecte de schimbare climatică globală, precum variaţia paleoconcentraţiilor de bioxid de carbon atmosferic.

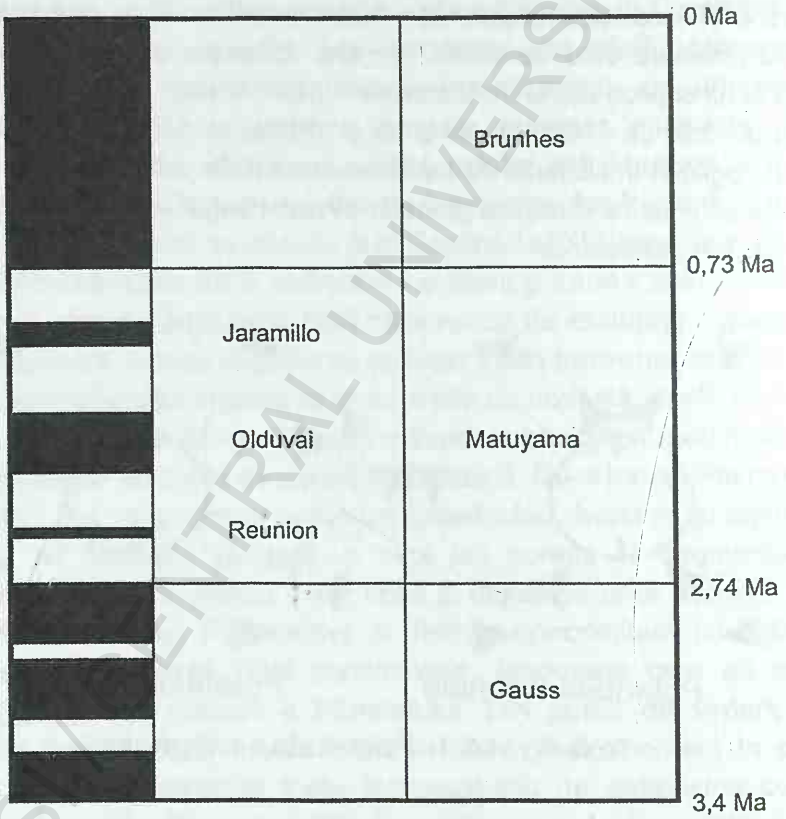


Text-fig. 14.1. Polaritatea magnetică.

Paleomagnetismul studiază propietăţile magnetice ale rocilor, precum şi modul în care acestea au înregistrat orientarea liniilor magnetice în raport cu locul lor de formare. Moleculele dipolare, cum este cazul silicaţilor, se orientează paralel cu liniile magnetice din momentul formării unei roci, fie că aceasta este magmatică sau sedimentară. În acest fel este posibilă citirea orientării liniilor magnetice la

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

formarea rocii respective, cu aplicaţii deosebite în paleogeografie, datare şi analiză tectonică. O ramură a stratigrafiei, care se ocupă cu date paleomagnetice, poartă numele de magnetostratigrafie. Câmpul magnetic terestru este generat în principal în nucleu, în acumulările locale de minerale geomagnetice din scoarţă, pecum şi în atmosfera înaltă, respectiv în magnetosferă (Text-fig.14.1). În timp geologic, polii magnetici ai Pământului pot să se inverseze, în perioadele numite "de inversiune magnetică". Acestea sunt bine identificate în timp gelogic, în opoziţie cu perioadele de normalitate magnetică, mai ales pentru cele din Mesozoic şi Neozoic. Pentru Holocen, astfel de epoci de polaritate normală poartă numele de Brunhes (cu evenimentele Jaramillo, Gilsa şi Olduwai), Matuyama şi Gilbert (Text-fig. 14.2). Primul care a descoperit că rocile pot conserva direcţia



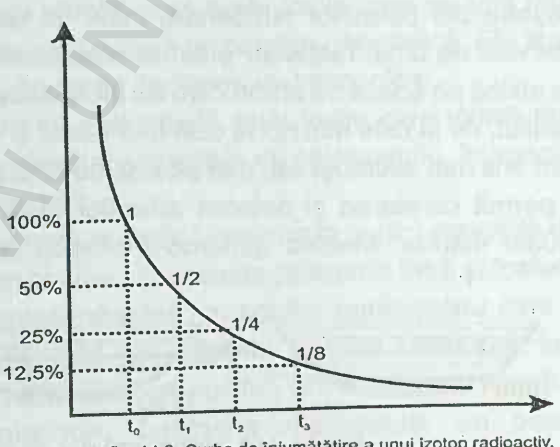
Text-fig. 14.2.Zonele de polaritate magnetică pentru intervalul 3,4Ma-Actual. Simplificat după Grigorescu (2003).

liniilor magnetice în mediul în care s-au format a fost Bernard Brunhes, la începutul secolului al XX-lea. De-a lungul timpului, au fost determinate poziţiile

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

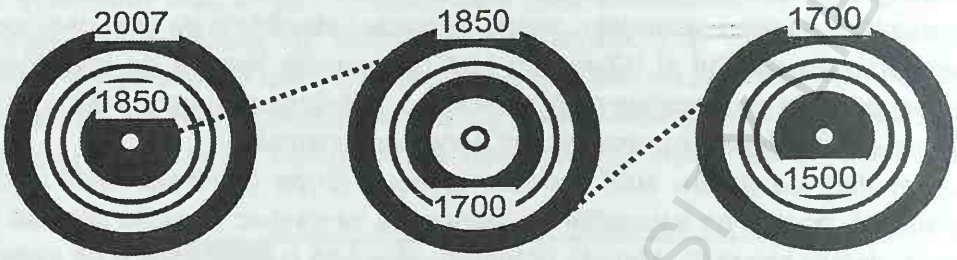
polilor magnetici în trecutul geologic, poziţii care au putut fi corelate şi cu depozitele glaciare, cu roci specifice sistemelor glaciare numite "tillite", din perioadele în care au existat calote glaciare. Au putut fi determinate direcţiile de migrare ale polilor magnetici în timpul geologic, atât pentru Gondwana cât şi pentru continentele boreale. O altă aplicaţie deosebită a studiilor legate de paleomagnetism o reprezintă paleogeografia, unde îmbinarea dintre paleozoologie, paleobotanică şi paleomagnetism a condus la reconstuiri paleogeografice de mare acurateţe, pentru intervale îndepărtate de timp geologic. De asemenea, în secolul al XX-lea au fost descoperite benzile de inversiune magnetică, paralele cu dorsalele medio-oceanice, o descoperire care a demostrat ipoteza expansiunii fundurilor oceanice şi deriva continentelor.

Metodele de datare sunt asociate la două grupe generale: metode de datare relativă, bazate pe asociaţiile de fosile care se găsesc în rocile studiate şi metode de datare absolută. Metode de datare absolută sunt metodele de datare radiometrică, care se bazează pe analiza izotopilor instabili din rocile analizate. Aceşti izotopi trec dintr-o stare instabilă într-o stare stabilă, într-o perioadă de timp care poartă numele de timp de înjumătăţire. Timpul de înjumătăţire este foarte precis determinat fizic, astfel încât dacă se poate măsura raportul dintre izotopii instabili şi cei stabili dintr-o rocă, se poate stabili vârsta de formare a acesteia sau vârsta ultimului metamorfism la care a fost supusă. Din punct de vedere grafic, dezintegrarea radioactivă poate fi reprezentată sub forma unei curbe (Text-fig. 14.3). Astfel de izotopi folosiţi în datarea radiometrică sunt izotopii potasiului (K^{40}) dezintegrat în argon (Ar^{40}), uraniului (U^{238}, U^{235}), dezintegrat în plumb (Pb^{296}, Pb^{207}), toriului (Th^{230}) dezintegrat în radiu (Ra^{226}) şi carbonului (C^{14}), dezintegrat în azot (N^{14}). Totuşi metodele radiometrice sunt limitate în cazul rocilor metamorfice, deoarece metamorfismul poate "şterge" informaţia izotopică iniţială. Pe măsură ce metoda radiometrică a fost îmbunătăţită, ea a fost folosită în datarea rocilor împreună cu alte metode de datare, cum este cea bazată pe analiza fosilelor, astfel încât au apărut scări combinate de datare. Timpii de



Text-fig. 14.3. Curba de înjumătăţire a unui izotop radioactiv, în raport cu timpul său de înjumătăţire.

înjumătăţire ai diverşilor izotopi variază de la câteva zeci de mii de ani, până la câteva sute de milioane de ani sau chiar miliarde de ani, de aceea metoda radiometrică, atunci când este aplicabilă, reprezintă o unealtă extrem de utilă de datare. Metodele absolute de datare, cu aplicabilitate restrânsă sunt metoda inelelor anuale, metoda varvelor şi metoda speleotemelor.



Text-fig. 14.4. Metoda dendrocronologică, de datare absolută.

Metoda inelelor anuale sau metoda dendrocronologică (Text-fig. 14.4), se aplică în cazuri rare de păduri subfosile, cuaternare, prin analiza inelelor de creştere ale pădurilor temperate, inele de creştere care pot să indice anumite intervale de timp, respectiv anumite evenimente importante în istoria cuaternară. Se aplică pe specii de arbori care au inele anuale evidente, care pot să fie studiate detaliat, de la cele mai noi la cele mai vechi. O serie de evenimente climatice, cum sunt anii mai secetoşi sau mai ploioşi, se regăsesc în succesiunea inelelor anuale şi permit corelarea şi datarea arborilor fosili sau subfosili folosind acele inele anuale marker. Metoda dendrocronologică se combină foarte bine cu metoda

Text-fig. 14.5. Metoda varvelor, de datare absolută.

dendroclimatică, de reconstituire a paleoclimatului studiind inelele anuale.

Metoda varvelor (Text-fig. 14.5) se aplică depozitelor sedimentare cu varve, de obicei de vârstă cuaternară. Varvele reprezintă sedimente ciclice depuse pe fundul lacurilor din cuaternar, sedimente ce au oglindit succesiunea anotimpurilor. Varvele sunt sedimente pelitice, fine, argiloase. Unele dintre aceste lamine sau varve oglindesc la rândul lor evenimente petrecute în Cuaternar, astfel încât laminele respective pot să fie regăsite şi în argilele altor lacuri, fapt ce

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

permite şi datarea lor. O metodă asemănătoare, tot cu aplicaţii restrânse, este metoda tafrocronologică, aplicată stratelor de cenuşă vulcanică.

Metoda speleotemelor este tot o metodă de datare absolută şi se aplică concreţiunilor speleale. Speleotemele sunt formaţiuni concreţionare de carbonat de calciu, formate în mediile cavernicole sau speleale şi oglindesc condiţiile de mediu intern, din peşterile respective. Datarea folosind speleotemele se referă mai ales la speleotemele concentrice, cum sunt stalagmitele şi stalactitele.

Metoda paleontologică este o metodă de datare relativă care se bazează pe conţinutul fosilifer al rocilor, conţinut care indică vârsta rocii respective. Încă de la începuturile geologiei ca ştiinţă, s-a constatat o corelare riguroasă între tipurile şi speciile de fosile întâlnite în roci şi vârsta acestor roci. Ulterior, aceste constatări s-au detaliat, în sensul definirii foarte precise a vârstei rocilor sedimentare în raport cu fosilele pe care aceste roci le conţin. Un corolar al acestei constatări este faptul că rocile mai vechi conţin fosile mai primitive decât rocile mai noi, care conţin fosile mai evoluate. Astăzi, în geologia modernă, se folosesc scări geocronologice calibrate, cu o precizie variabilă. Aceste scări geocronologice sunt bazate exclusiv pe asociaţii de fosile indicatoare de vârstă. Tipurile de fosile se clasifică şi în raport cu relevanţa lor: marker, de facies şi indiferente.

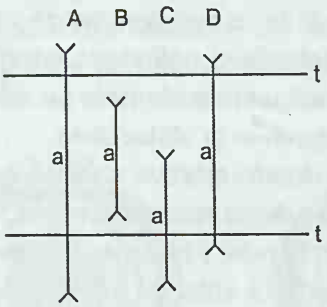
Fosilele marker, indicatoare de vârstă, sunt acele fosile care au trăit într-un interval scurt de timp geologic şi au avut o largă raspândire geografică. Ele sunt cele mai bune indicatoare de vârstă din rocile sedimentare respective.

Fosilele de facies, indicatoare de paleomedii, sunt fosile care indică mai puţin precis vârsta rocii, dar indică cu fidelitate condiţiile de paleomediu, în special de biotop, în care acele organisme au trăit.

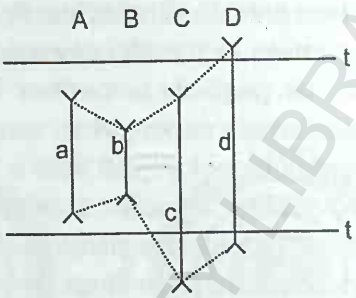
Fosilele indiferente sunt fosile care nu indică nici vârsta şi nici condiţiile de mediu în care au trăit organismele respective. În aceasta categorie intră şi fosilele vii: *Ginkgo biloba*, *Metasequoia glyptostroboides*, un conifer cupresaceu care a fost iniţial descris ca fosilă din Pliocenul din Japonia şi abia ulterior a fost descoperit viu în China, *Wollemia nobilis*, un alt conifer, araucariaceu, *Nautilus pompilius*, dintre moluştele cefalopode, *Latimeria chalumnae*, un peşte crossopterigian care pe lângă faptul că este o fosilă vie, reprezintă şi o verigă de legătura între peşti şi amfibieni. Fosilele vii sunt specii de plante sau de animale rămase neschimbate în timp geologic, în marea lor majoritate descoperite iniţial în stare fosilă şi ulterior vii.

Biozonele sunt unităţi biostratigrafice ce folosesc o specie fosilă sau o asociaţie de specii fosile în vederea caracterizării stratigrafice a unui pachet de strate. Biozonele se împart în range zonă, zonă de asociere şi zonă de înflorire. Range zona este succesiunea de strate ce conţine o fosilă de o anumită specie,

marker, caracteristică unei anumite vârste; ea mai poartă numele de „taxon range zonă" (Text-fig. 14.6). Zona de asociere mai poartă numele de „assemblage zone".

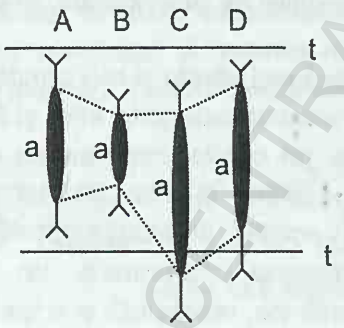


Text-fig. 14.6. Taxon-range zona. a: taxon; A-D: secţiune: t: linie de timp.



Text-fig. 14.7. Biozona de asociere. a-e: taxoni, t: linii de timp

Ea se defineşte printr-o asociere de specii fosile cu diverse range-uri. Zona de asociere este dată de mai mulţi taxoni care se asociază (Text-fig. 14.7). Zona de înflorire sau „acme zone", este o zonă care indică o succesiune de strate caracterizate prin explozia sau înflorirea unui anumit taxon (Text-fig. 14.8). Range-ul unei specii este succesiunea de strate în care se găseşte specia respectivă, de la apariţia ei şi până la dispariţia ei sau extincţia ei. Respectiva succesiune de strate, corespunzătoare unui range corespunde şi unui interval de timp geologic prin unităţile geocronologice.



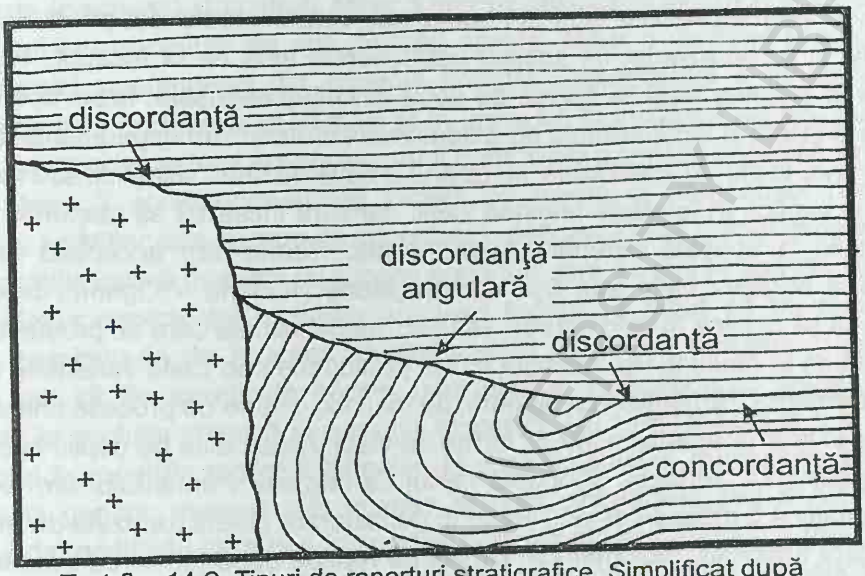
Text-fig. 14.8. Zcme zona sau zona de înflorire, t: timp; a. taxon.

Unităţile cronostratigrafice se referă la exprimarea materială, sub forma succesiunilor de strate de diverse roci, a unităţilor de timp sau a unităţilor grocronologice. Stiva de roci depuse în timpul unui eon poartă numele de eonothem, iar depozitele formate în timpul unei ere poartă numele de erathem. Rocile depuse într-o anumită perioadă geologică poartă numele de sistem.

Unităţile litostratigrafice sunt unităţi exprimate din punct de vedere litologic sau facial, unităţi ce au diverşi corespondenţi geocronologici sau biostratigrafici. Unitatea de baza litostratigrafică este formaţiunea. O formaţiune este o succesiune de roci depuse în condiţii depoziţionale asemănătoare. Ea se poate împărţi în membri care sunt subunităţi ale formaţiunii, după cum formaţiunile se pot grupa în unităţi superioare lor, numite grupuri.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Contactele stratigrafice reprezintă relaţii între diferite corpuri de roci, în special sedimentare, dar şi sedimentare-matamorfice sau sedimentare-magmatice. Contactele stratigrafice pot fi contacte de continuitate, atunci când corpurile de roci sedimentare se succed în continuitate de sedimentare (Text-fig. 14.9, engl. "conformity") sau pot fi contacte discordante, când cele două corpuri nu



Text-fig. 14.9. Tipuri de raporturi stratigrafice. Simplificat după Dott & Prothero (1994).

se suprapun în continuitate de sedimentare. Astfel de contacte discordante pot fi de mai multe tipuri: discordanţă simplă (engl. "disconformity"), atunci când între stratele sedimentare se găseşte o lipsă de succesiune, datorată fie nesedimentării, fie eroziunii. Discordanţa unghiulară (engl. "angular unconformity") apare între două succesiuni sedimentare, dintre care cea din bază este cutată, iar cea din top este depusă uniform, peste suprafaţa de eroziune care constituie limita dintre ele. Neconformitatea (engl. "nonconformity") este limita dintre un fundament magmatic sau metamorfic şi stratele sedimentare depuse ulterior, peste suprafaţa de eroziune ce constituie limita.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul al XV-lea. Originea vieţii, avânt evolutiv şi extincţie

Originea vieţii reprezintă unul din subiectele controversate din punct de vedere stiinţific şi a reprezentat un subiect controversat încă de la început. Teoriile cu privire la originea vieţii se lovesc de două dificultăţi esenţiale: falsul conflict între religie şi ştiinţă şi incapacitatea de a demonstra teoretic sau experimental trecerea de la neviu la viu. În acest sens, au apărut o serie de teorii stiinţifice sau religioase care nu explică în totalitate originea vieţii, dar care încearcă să răspundă cât mai în detaliu la această întrebare fundamentală. Teoria larg acceptată astăzi cu privire la originea vieţii este aşa numita „teorie Haldane – Oparin", teorie care încearcă să explice în mod riguros, stiinţific, mecanismele care au produs trecerea treptată de la neviu la viu. Aceasta teorie presupune sub toate variantele sale că, după formarea Pământului ca planetă, au avut loc o serie de procese chimice care au dus în final la apariţia primelor forme de viaţă. Astăzi este pe deplin acceptat în lumea ştiinţifică serioasă şi onestă faptul că originea Pământului are loc acum aproximativ 4,5 miliarde de ani, luând în considerare datele furnizate de metodele de datare absolută, radiometrice. Destul de repede după formarea Pământului şi după încetarea bombardamentului meteoritic devastator de la începutul Hadeanului, a avut loc formarea primei cruste terestre. Crusta terestră a fost o lungă perioadă de timp semitopită şi nediferenţiată în tipuri crustale oceanice sau continentale.

Hidrosfera se presupune a se fi format acum aproximativ 3,7 până la 3,9 miliarde de ani. Intervalul de timp scurs de la originea Pământului, la apariţia hidrosferei, este foarte puţin documentat şi de aceea, în lipsa rocilor de această vârstă, este foarte dificil de generat un model satisfăcător din punct de vedere riguros stiinţific. Este foarte probabil ca originea vieţii să fi fost în legătură strânsă cu apariţia primei hidrosfere.

În jurul anului 1840, Charles Darwin a compus un model simplist şi idealizat, gândindu-se la un „loc cald", unde în urma influenţei solare, ar fi apărut viaţa. Presupunerea lui Darwin este şi astăzi considerată o previziune şi a fost dezvoltată în mod stiinţific, independent, la mijlocul secolului XX prin teoria Haldane - Oparin. Centrul teoriei Haldane-Oparin este dat de inter-relaţia dintre atmosferă, hidrosferă şi litosferă, relaţie la care se adaugă două surse de energie: o sursă internă sau planetară şi o sursă externă sau solară.

În 1953 Stanley Miller, de la Universitatea din Chicago, a alcătuit un

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

experiment prin care îşi propunea să modeleze procesele fizice şi chimice care au dus la primele forme de viaţă. Miller l-a avut ca îndrumător pe Harold Urey, laureat al premiului Nobel, care cunoştea dezbaterile cu privire la originea vieţii. Miller a modelat atmosfera primitivă din timpul Hadeanului, a Arhaicului timpuriu, atmosferă ce se presupune că ar fi conţinut metan, vapori de apă, hidorgen liber şi alte gaze. În această atmosferă, Miller a produs descărcări electrice şi a încălzit până la fierbere un volum de apă. În felul acesta, Miller a modelat practic toţi factorii chimici şi energetici din sistemul primitiv. Experimentul a funcţionat o perioadă de timp de câteva săptămâni şi în urma lui, în instalaţie au fost puşi în evidenţă aminoacizi. În felul acesta s-a putut demonstra o sinteză organică simplă, sinteză căreia îi corespundeau toţi factorii de mediu ai Pământului primitiv. Experienţa lui Miller este extrem de importantă, deoarece este primul experiment riguros ştiinţific care a modelat cu succes condiţiile care au dus la apariţia vieţii.

Ulterior experienţei lui Miller, modelul teoretic a putut să fie dus mai departe, pornindu-se de la ideea că aminoacizii pot forma proteine şi că din proteine pot să fie sintetizate bazele nucleotidice, realizându-se astfel saltul epocal de la evoluţia chimică la evoluţia biologică. Un asemenea salt s-a putut face numai în condiţiile replicării formelor de viaţă respective, numai prin apariţia materialului genetic generat prin apariţia acidului ribonucleic sau a ARN-ului. Cortegiul de modificări ce a dus la apariţia primelor structuri genetice replicative poartă numele de evoluţie chimică sau evoluţie prebiotică. Evoluţia prebiotică este o evoluţie esenţialmente chimică şi fizică şi nu biologică în sensul strict al termenului de evoluţie.

Se presupune că primele structuri chimice genetice au apărut acum aproximativ 4 miliarde de ani, ocazie cu care s-au format şi primele procariote sau organisme unicelulare fără nucleu individualizat. Pentru o lungă perioadă de timp, procariotele nu au lăsat nici un fel de fosile, cele mai vechi fosile unicelulare având o vechime de 3.46 miliarde de ani, fiind descrise în Australia de Vest din aşa numitul „Grup Warawoona". În Grupul Warawoona au fost puse în evidenţă structuri unicelulare, slab conservate, alungite, descrise sub numele de *Primaevifilum*. Acestea seamănă izbitor cu o bacterie alungită sau cu o colonie filamentoasă bacteriană. Înainte de descrierea lui *Primaevifilum*, a fost raportată în literatura de specialitate o serie întreagă de structuri ce sugerau forme unicelulare din roci mai vechi de 3,5 miliarde de ani. Astfel de roci au fost descrise din Sudul Groenlandei, de la Isua sau din Africa de Sud ori de pe Scutul Canadian. Scutul este o unitate tectonică foarte veche, ce reprezintă nucleul unor plăci tectonice de tip continental. Rocile cele mai vechi de pe planetă se găsesc întotdeauna în zonele de scut, deoarece scuturile reprezintă zonele cele mai

stabile ale litosferei continentale. Scuturile mai importante sunt umrătoarele: Scutul Baltic, Scutul Canadian, Scutul Siberian, Scutul Australian, Scutul Sud-African şi Scutul Brazilian (Text-fig. 8.1).

Un moment important aproape de limita de neviu şi viu îl reprezintă apariţia primei membrane. Aceasta a apărut în cursul evoluţiei chimice sau prebiotice, membrana fiind indispensabilă celulelor vii. Structurile membranoase primitive poartă numele de „coacervate" sau de „microsfere". Microsferele au fost obţinute pe cale experimentală în cadrul unor soluţii emulsive şi structura lor este dată pe de o parte de chimismul substanţelor implicate, cum sunt substanţele proteice sau liposomii şi pe de altă parte, de forţele superficiale, existente în emulsiile de toate tipurile.

Originea membranei celulare este, de asemenea, un subiect foarte dezbătut în lumea ştiinţifică, la fel de important ca şi apariţia acidului ribonucleic sau a ARN-ului şi respectiv a acidului dezoxiribonucleic, sau a ADN-ului. Primele tipuri de ADN se presupune că au apărut acum 3,6 miliarde de ani, concomitent cu diversificarea formelor de viaţă. Evoluţia biologică a implicat încă de la început procese de selecţie naturală care au condus treptat la apariţia de procariote din ce în ce mai evoluate şi în final la apariţia primelor eucariote. Apariţia eucariotelor este pusă astăzi pe seama endosimbiozei, respectiv pe coabitarea dintre două procariote, una găsindu-se inclusă în cealaltă.

Se presupune că eucariotele au apărut acum aproximativ 3 miliarde de ani, ele fiind premisa incontestabilă a metazoarelor sau a organismelor pluricelulare. Originea metazoarelor este relativ târzie, apărând acum aproximativ 2-2,5 miliarde de ani. Ca şi originea eucariotelor, originea metazoarelor este foarte dificil de documentat în lipsa fosilelor. Din punct de vedere al înregistrărilor fosile, pe lângă structurile bacteriene, cum este cazul lui *Primaevifilum*, au mai fost puse în evidenţă structuri duale, organo-sedimentare, care poartă numele de „stromatolite". De-a lungul Precambrianului, evoluţia biologică şi-a continuat cursul într-un ritm tot mai alert, de-a lungul acestui interval de timp având loc o serie de evenimente biotice epocale precum apariţia ARN-ului, a ADN-ului, a eucariotelor sau a metazoarelor. Aceste evenimente cruciale au fost asociate cu primele extincţii, respectiv cu primele dispariţii în masă. Primul mecanism de extincţie cu care s-a confruntat lumea vie a fost acela de otrăvire cu oxigen, oxigenul fiind un gaz rezultat din procesul fiziologic de chemosinteză, primele chemosinteze fiind esenţialmente bazate pe sinteze anaerobe.

În timpul Proterozoicului timpuriu, oxigenul a început să se acumuleze în cantitate tot mai mare în atmosfera primitivă, fenomen care a condus la o otrăvire progresivă a întregii biosfere. Acest impas a fost depăşit prin acţiunea factorilor

sedimentari şi chimici, care au legat oxigenul atmosferic de fier, în oxizi de fier. În urma acestui proces au luat naştere marile zăcăminte de fier proterozoice, cum sunt cele din Canada, care poartă numele de „Banded Iron Formations" sau BIF-uri. BIF-urile sunt formaţiuni laminate, cu lamine de fier ce se intercalează între lamine sedimentare clastice, laminele ferice variind în grosime între câţiva microni şi până la zece metri. O dată cu geneza BIF-urilor, a avut loc scăderea concentraţiei de oxigen şi reducerea efectului sever de otrăvire cu oxigen asupra întregii biosfere. Către sfârşitul Proterozoicului, aproape de limita cu Cambrianul, au fost înregistrate şi primele metazoare descrise din Australia, din localitatea care poartă numele de Ediacara.

Cea de-a două teorie a originii vieţii este o teorie eretică, dar care îşi găseşte tot mai mulţi adepţi, în special cînd se asociază cu noi curente religioase. Aceasta teorie poartă numele de teoria Panspermiei, care postulează ideea că originea vieţii nu s-a găsit neapărat pe Pământ, ci a avut loc undeva, pe o altă planetă. Această idee mută centrul de greutate al problemei, care este legat de originea vieţii, fără însă a rezolva chestiunea esenţială şi anume trecerea de la neviu la viu. Teoria a avut un mare impact în lumea ştiinţifică la sfârşitul anilor '90, când a fost descoperit în Antarctica un meteorit ce a polarizat în curând toată comunitatea ştiinţifică internaţională. Ulterior, în urma studiului incluziunilor gazoase din acel meteorit, s-a putut demonstra că el a provenit de pe Marte. Meteoritul poartă numele de inventar ALH84001, fiind colectat din regiunea dealurilor Allan. El are aproximativ 15 centimetri şi conţine concreţiuni carbonatice micronice care au fost puse pe seama unor bacterii extraterestre. Astăzi este tot mai general recunoscut faptul că nu se poate demonstra cu certitudine că aceste structuri au origine biotică, dar nici nu se poate infirma cu toata siguranţa originea lor biotică. Meteoritul a generat un seism în lumea ştiinţifică internaţională, dar astăzi dezbaterea şi-a pierdut intensitatea.

În timp geologic s-au înregistrat momente de avânt evolutiv, o dată cu apariţia a nenumărate specii şi genuri noi, concomitent, în mod exploziv, înregistrate ca atare în roci sedimentare de diverse vârste. Cel mai important moment de explozie evolutivă documentat paleontologic este Cambrianul timpuriu, moment epocal ce marchează apariţia organismelor cu schelet şi începuturile Eonului Phanerozoic. Explozia cambriană a insemnat apariţia bruscă a nevertebratelor marine cu schelet, în acel moment producându-se apariţia tuturor încrengăturlor de nevertebrate actuale marine, precum şi apariţia primului chordat pe nume anume *Pikaia* (Text-fig. 19.6d). Pe lângă apariţia tuturor încrengăturilor actuale de nevertebrate marine, s-a produs şi apariţia a nenumărate încrengături extincte, a căror majoritate a dispărut foarte repede chiar

la mijlocul sau la sfârşitul Cambrianului.

Explozia cambriană este documentată în special în China de Sud, în localitatea Chenjiang, de vârstă cambrian inferioară, Chenjiang fiind şi o localitate cunoscută sub numele de fossile-Lagerstatte. Sub numele de fossile-Lagerstatte se desemnează o localitate excepţională din punct de vedere paleontologic, în care fie conservarea materialului paleontologic este excepţională, fie diversitatea fosilelor este foarte mare, fie amândouă concomitent. La Chenjiang, fosilele cambriene sunt excepţionale din amândouă punctele de vedere, nevertebratele cambriene fiind conservate inclusiv cu părţile lor moi, de obicei imposibil de fosilizat. O localitate asemănătoare şi la fel de importantă din punct de vedere stiinţific este localitatea Burgess, din Columbia britanică, aceasta localitate fiind descrisă în secolul al XIX-lea de către Charles Walcott, descoperitorul faunelor cambriene din şisturile de Burgess. Aici, în şisturi argiloase fine, s-au conservat nevertebrate marine de vârstă cambrian medie, cu un grad de conservare şi o biodiversitate excepţională. Fauna cambriană a şisturilor de Burgess este fosilizată ca urmare a prăbuşirii unei faleze, fenomen care a generat o cantitate substanţială de material detritic fin ce a îngropat repede biocenoza cambriană locală, păstrând caracterele anatomice ale corpului moale al acestor organisme (Gould, 1989).

Momentele de extincţie sunt momente de dispariţie în masă a multor dintre organisme, momente care sunt generate de obicei de fenomene catastrofice (Hallam & Wignall, 1997). Astfel de fenomene catastrofice sunt de obicei atribuite impacturilor meteoritice majore sau erupţiilor vulcanice importante. Astfel de manifestări perturbă global climatul planetar şi duc la dispariţia în masă a organismelor, atât terestre, cât şi marine. Cele mai cunoscute momente de extincţie sunt acelea de la sfârşitul Paleozoicului, de la limita Permian/Triasic sau de la sfârşitul Mesozoicului, de la limita Cretacic/Terţiar (Anexa 1). Cea mai severă extincţie a fost extincţia de la sfârşitul Paleozoicului, extincţie care a însemnat dispariţia a peste 80% din totalul speciilor existente anterior, atât din domeniile marine, cât şi din domeniile continentale (Twitchett, 2005). Motivul extincţiei de la sfârşitul Permianului este încă neclar, el este foarte probabil legat de un impact meteoritic major, dar craterul acestui impact rămâne până astăzi un semn de întrebare important. Principalul candidat pentru craterul generat la sfârşitul Permianului este un crater încă fără nume, aflat sub calota glaciară antarctică, descoperit în anul 2006 prin tehnici radar, de imagistică satelitară. Vulcanismul siberian ce a format bazalte de platou la limita Permian/Triasic poate fi de asemenea un bun candidat pentru un generator eficient de schimbare climatică globală. Secţiunea tip pentru limita Permian/Triasic se găseşte în China de Sud,

BCU "ASTRA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

la Meishan, unde succesiunea sedimentară în cenuşi vulcanice este continuă, fapt ce a permis identificarea detaliată a succesiunilor faunistice din zonă, la limita Changhsingian/Induan. Secţiuni importante pentru această limită se mai găsesc în Africa de Sud, în Bazinul Karoo şi în Groenlanda de Est, pentru domenii continentale, unde schimbările faunistice sunt evidente. Pentru domeniile marine, o secţiune tip importantă se găseşte în Texas, în Munţii Guadalupe.

Alt moment important de extincţie a fost cel de la limita Cretacic/Terţiar, respectiv Maastrichtian/Danian, cunoscut mai ales datorită dispariţiei dinozaurilor şi a amoniţilor (Anexa 1). Această extincţie a marcat sfârşitul erei Mesozoice şi se datorează impactului meteoritic Chixulub, precum şi vulcanismului major ce a generat platoul Dekkan. O asemenea combinaţie de factori astronomici şi geologici a condus la o schimbare climatică severă, generatoare a schimbărilor faunistice de la limita Maastrichtian/Danian, atât în domeniile continentale, cât şi în cele marine. Meteoritul Chixulub a lovit America centrală în dreptul Peninsulei Yucatan şi a contribuit la schimbarea configuraţiei Golfului Mexic, părţi din acest meteorit fiind găsite astăzi prin foraje de adâncime. Traiectoria meteoritului a permis generarea unei mase semnificative de material ejectat, cu cuarţ şi tectite, aruncat spre Nord-Vest, de-a lungul teritoriului Americii de Nord, unde limita Cretacic/Terţiar este bine marcată şi de existenţa unui strat bogat în iridiu, element radioactiv caracteristic meteoriţilor. Teoria impactului meteoritic ca generator al extincţiilor în timp geologic a fost introdusă de Alvarez & Alvarez, înaintea descoperirii resturilor meteoritului Chixulub, caracterul său predictiv fiind cu atât mai remarcabil cu cât dovezile geologice şi paleontologice ulterioare au demonstrat-o.

Momente de extincţie sunt astăzi înregistrate în Ordovician, în Devonian, în Carbonifer, la limita Triasic/Jurasic sau în Eocen. Astăzi asistăm la un nou moment major de extincţie, datorită revoluţiei industriale, a folosirii în exces a combustibililor fosili, a defrişărilor, a poluării şi a exploatarii fără control a resurselor marine. Activitatea antropică este atât de diversă, încât influenţa ei devastatoare se regăseşte practic în toate tipurile de ecosisteme, inclusiv în cele mai greu accesibile şi mai indepărtate, precum cele cavernicole, cele abisale sau cele glaciare. Deşi efectele antropizării nu sunt încă pe deplin evaluate, nu este însă prematur de observat că momentul istoric actual este la fel de sever în termeni de dispariţie în masă a florei şi a faunei precum extincţiile de la sfârşitul Permianului sau de la sfârşitul Cretacicului.

BCU IAŞI - BIBLIOTECA UNIVERSITARĂ

Capitolul XVI. Elemente de evoluţionism

Evoluţionismul modern şi cel clasic sunt discipline ştiinţifice oneste care explică limpede transformările graduale care au loc o dată cu evoluţia firească a speciilor. Spre deosebire de evoluţionism, creaţionismul ştiinţific nu operează cu seriozitate în abordarea evidenţelor ştiinţifice şi de aceea nu este un oponent ştiinţific viabil, nici măcar dogmatic în sens religios. Între gândirea ştiinţifică şi cea religioasă, subiectele evoluţiei speciilor şi originea omului sunt conflicte false, dar există curente de opinie care au nevoie de întreţinerea acestui fals conflict, întru propria justificare, ocultă sau sinceră. Teoria creaţionistă este o teorie care postulează ideea formării primelor forme de viaţă şi a tuturor speciilor, inclusiv a omului, prin intervenţie divină. Aceasta teorie îşi are la rândul ei originea în Evul Mediu, însă nu este în realitate o teorie ştiinţifică, în ciuda numelui eronat de creaţionism stiinţific, din care derivă. Greşeala fundamentală a creaţionismului stiinţific este amestecul nepermis, neconstructiv, dintre un sistem de gândire religios şi un sistem de gândire stiinţific. În ultimii ani, creaţionismul stiinţific a încercat să mimeze o atitudine de tip stiinţific în toate teoriile sale, dar abordarea evidenţelor ştiinţifice nu a fost făcută în mod corect. Una din aceste teorii este proiectarea inteligentă, sau „intelligent design", care postulează ideea strict religioasă a unei intervenţii inteligente în crearea formelor de viaţă.

Abordări limpezi cu privire la evoluţionism se găsesc în literatura de limbă română în lucrările publicate de Botnariuc (1961, 1979a, b, 1992), Ceapoiu (1980, 1988), Grigorescu (1980, 2003), Botnariuc & Vădineanu (1982) şi Buican (1993, 1994), iar în limba engleză, cele publicate de Simpson (1949), Stanley (1988), Wicander & Monroe (1993) şi Dott & Prothero (1994). Lucrarea lui Darwin (1859), rămâne o lectură fundamentală pentru orice naturalist, fiind piatra de temelie a evoluţionismului clasic şi modern.

Prin evoluţionism se înţelege suma teoriilor şi a conceptelor care privesc transformările organismelor, evoluţia lor, alături de originea, adaptarea şi extincţia speciilor biologice în timp geologic. Prin specie biologică se înţelege un grup de organisme care se interreproduc, care au acelaşi bazin genetic, respectiv aceeaşi constelaţie genetică, trăind şi într-un anumit interval de timp geologic. Specia biologică poate să fie abordată din mai multe puncte de vedere. Din punct de vedere ecologic specia este reprezentată prin populaţie, care este totalitatea indivizilor aparţinând unei specii biologice. Din punct de vedere sistematic şi

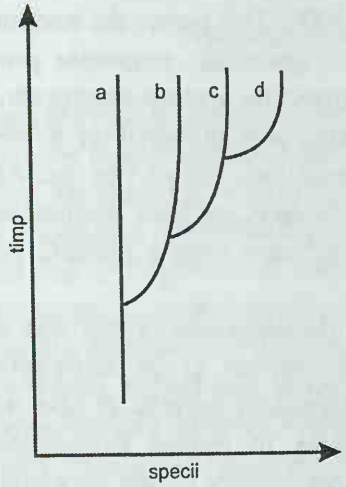
BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

taxonomic, specia biologică este reprezentată prin taxon, taxonul fiind un binom, un nume reprezentat prin numele genului şi prin epitet sau numele speciei, alături de numele autorului şi respectiv de anul în care a fost definit taxonul respectiv. Un exemplu de taxon este *Weltrichia givulescui* POPA 2000. Din punct de vedere genetic, specia este reprezentată prin constelaţia ei genetică, respectiv prin propriu bagaj genetic ce o defineşte în întregime. Din punct de vedere stratigrafic, specia biologică este reprezentată printr-un range, care este numărul de strate sedimentare ce conţin specia respectivă. Acest interval sau range mai poartă numele şi de „taxon range" sau de „taxon range zone". În sens abstract, asignarea range-ului la specia biologică a născut un concept util care poartă numele de "cronospecie".

Specia biologică este definită printr-o o serie de caractere anatomice şi morfologice proprii sau definitorii, care mai poartă numele şi de caractere specifice. Aceste caractere sunt expresia directă a bagajului genetic al speciei biologice respective şi includ o anumită variabilitate în cadrul populaţiei, variabilitate ce este foarte importantă în interacţiunea populaţiilor cu ale populaţii, precum şi cu factorii de mediu. Identitatea genetică a speciei este protejată prin câteva mecanisme de anti-hibridizare sau de anti-încrucişare. Astfel de mecanisme nu permit reproducerea hibrizilor şi de asemenea nu permit interacţiunea mecanică dintre două populaţii diferite. Totuşi, speciile suferă o serie de transformări progresive care duc în final la apariţia de specii noi, aceste procese poartând numele general de „speciaţie". Mecanismele de speciaţie pot să fie atribuite la două categorii majore: speciaţie prin izolare geografică, numită şi „speciaţie allopatrică" şi speciaţie relaţională sau ecologică, numită şi speciaţie „simpatrică".

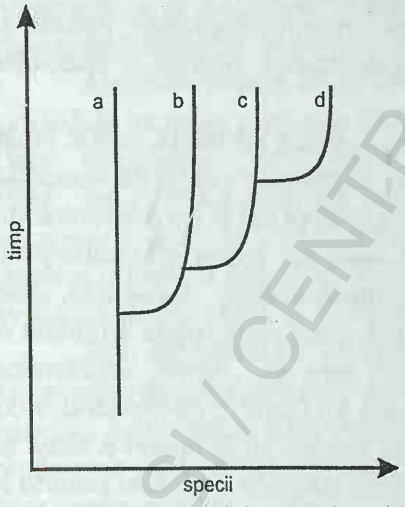
Trecerea de la o specie la alta se face cu o viteză variabilă, astfel încât unele specii pot să ia naştere mai rapid decât altele. Evaluarea vitezei de speciaţie este un subiect foarte intens dezbătut, atât de către biologi cât şi de paleontologi, două teorii principale evaluând diferit vitezele de evoluţie: teoria gradualismului filetic şi teoria echilbrelor punctuale. Teoria evoluţionistă clasică, darwinistă, este înglobată în alte câteva teorii moderne ale evoluţiei, cum sunt Teoria sintetică a evoluţiei, numită şi "Teoria gradualismului filetic" sau în „Teoria echilibrelor punctuale". Teoria sintetică a evoluţiei a rafinat teoria lui Darwin, combinând-o cu argumente genetice. Această teorie se datorează în special lui Simpson & Mayr şi presupune o transformare graduală a speciilor în timp geologic, speciile putând fi reprezentate grafic sub forma unui arbore cu ramuri oblice (Text-fig. 16.1). Spre deosebire de Teoria sintetică a evoluţiei, Teoria echilibrelor punctuale, a lui Niles Eldredge şi Stephen Jay Gould (Eldredge & Gould, 1972), presupune existenţa

unor puseuri de speciaţie ce duc la apariţia unor arbori cu ramuri perpendiculare (Text-fig. 16.2). Stephen Jay Gould este considerat unul dintre cei mai proeminenţi paleontologi ai Secolului al XX-lea.



Text-fig. 16.1. Speciaţia în conceptul teoriei gradualismului filetic.

Prin microevoluţie se înţelege speciaţia propriu-zisă, adică formarea unei specii noi dintr-o specie iniţială sau specie suşă. Microevoluţia ia în considerare evoluţia speciilor considerate la rang de taxoni inferiori, cum sunt subspecii, specii, varietate, subgenul şi genul. Specializarea evolutivă are loc prin modificarea unui organ sau a unui grup de organe pe măsură ce speciile respective se adaptează la o nouă nişă ecologică. Prin mutaţii se înţelege aceea modificare minoră sau majoră a constelaţiei genetice a indivizilor dintr-o populaţie. Dacă mutaţiile sunt minore şi nu afectează viabilitatea sau reproducerea individului, atunci ele pot fi transmise descendenţilor. Astfel, prin selecţie naturală şi prin adaptarea populaţiei la nişa ecologică respectivă se creează un caracter corespunzător nou în populaţia respectivă. Înmulţirea acestor caractere cu sau fără mutaţii poate să ducă la apariţia unei specii noi, dar în timp geologic, dacă aceste schimbări sunt frecvente, ele pot duce la apariţia unui plan bazal nou. Prin viteză de evoluţie se înţelege viteza de apariţie a noi caractere moştenite şi implicit a speciaţiei. Ea se poate exprima grafic ca o funcţie de timp şi de caractere. Din punct de vedere grafic, viteza de evoluţie este tangenta la diverse puncte în graficul evolutiv; când viteza de evoluţie este zero, ramurile respective ale graficului sunt verticale şi avem de-a face cu un moment de stază evolutivă. Viteza de evoluţie poate să fie maximă în momente de explozie evolutivă, atunci când graficul devine paralel cu abscisa, moment care este evaluat în special de către teoria echilibrelor punctuale. Ocuparea unei noi nişe ecologice de către noi grupe de organisme duce la momente de speciaţie, spre exemplu, cazul păsărilor desprinse din reptile sau apariţia liliecilor, ambele grupe



Text-fig. 16.2. Speciaţia în concepţia teoriei echilibrului punctat.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de animale colonizând spaţiul aerian. Mişcările tectonice pot să afecteze şi să accelereze speciaţia, mărind viteza de evoluţie, astfel de exemple fiind frecvente în timp geologic, asociate diferitelor faze orogenetice. Mişcările tectonice prin fazele orogenice determină ridicarea munţilor, care funcţionează ca nişte bariere naturale ce separă allopatric anumite populaţii din populaţiile iniţiale.

Prin macroevoluţie se înţelege apariţia de grupe taxonomice superioare genului şi speciei. Macroevoluţia este mai ales vizibilă la nivel de clasă şi filum, moment în care un nou plan bazal este generat. Prin plan bazal se înţelege asociaţia esenţială, de bază, ce defineşte un filum sau o încrengătură. Planul bazal se regăseşte în toţi reprezentanţii taxonomici inferiori ai încrengăturii respective şi este de obicei o sumă de până la 2-3 până la 5 caractere anatomice esenţiale. Planul bazal al vertebratelor, spre exemplu, este marcat de existenţa coloanei vertebrale. Macroevoluţia este din punct de vedere conceptual total diferită de microevoluţie, care priveşte originea speciilor prin mecanisme de speciaţie. Totuşi macroevoluţia este în mare parte dictată de microevoluţie, care este responsabilă cu generarea de mici modificări, de noi specii, specii care în timp geologic şi prin modificări repetate pot să ducă la plane bazale noi. Factorii macroevoluţiei implică mecanisme de speciaţie care au loc în diferite contexte ecologice, aşa cum este specializarea evolutivă, mutaţiile, viteza de evoluţie, ocuparea de noi nişe ecologice şi tectonica.

Gândirea antică şi medievală a fost marcată de ideile creaţioniste ce postulează apariţia de specii noi prin miracol divin. În antichitate şi în Evul mediu, asemenea concepţii au scuza de a fi anterioare apariţiei gândirii stiinţifice. Creaţionismul continuă să se manifeste şi astăzi, după apariţia şi rafinarea gândirii stiinţifice şi din păcate el a dus la apariţia unui hibrid steril care poartă numele de creaţionism stiinţific.

Primul evoluţionist veritabil a fost Jean Baptiste Lamarck, principala figură a biologilor Secolului al XVIII-lea, care a încercat să explice originea speciilor într-un mod dinamic, ele decurgând unele din altele, mai ales în urma influenţei factorilor de mediu asupra modificărilor caracterelor populaţiilor. Evoluţionismul lamarckist este original, veritabil, dar exagerează influenţa factorilor de mediu asupra modificărilor caracterelor populaţiilor.

Inamicul personal şi stiinţific a lui Jean Baptiste Lamarck a fost un paleontolog renumit al vremii sale, Georges Cuvier. Cuvier rămâne astăzi unul din simbolurile creaţionismului, el fiind şi promotorul „teoriei catastrofiste". Cuvier a invocat catastrofele naturale pentru a explica dispariţia speciilor de fosile din stratele sedimentare de diverse vârste, invocând miracolul divin pentru apariţia noilor specii ce le-au înlocuit pe primele. Deşi a fost un creaţionist convins şi un

BCU „M. EMINESCU" IAŞI
BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ

caracter discutabil, contribuind personal la ruina lui Lamarck, Cuvier rămâne totuşi una din figurile proeminente ale Paleontologiei şi Geologiei secolului al XVIII-lea.

Charles Darwin a descoperit faptul că selecţia naturală este motorul transformărilor graduale, al evoluţiei speciilor. Aceasta idee a fost exprimată pe larg în cartea sa din 1859 „Originea speciilor prin selecţie naturală", carte ce a fost pastrată sub forma de manuscris în mai multe versiuni, timp de peste 20 de ani. Motivul publicării „Originii speciilor" a fost un alt biolog britanic pe nume Alfred Russell Wallace, care a descoperit independent de Darwin aceleaşi mecanisme de speciaţie prin selecţie naturală. Puţin înainte de 1859, Wallace i-a dezvăluit lui Darwin, printr-o serie de scrisori istorice, aceleaşi idei la care ajunsese şi acesta cu mulţi ani în urmă. Astăzi, teoria clasică a evoluţiei poartă numele de „Teoria Darwin-Wallace". Darwin a pornit de la o serie de premise, induse de teoria lui Malthus cu privire la incompatibilitatea dintre sursa de hrană şi populaţia umană. Malthus a arătat că populaţia creşte exponenţial, în timp ce sursa de hrană creşte aritmetic, de unde imposibilitatea supreavieţuirii populaţiei în lipsa unor factori de selecţie a indivizilor săi. Darwin a calculat că într-o populaţie de elefanţi, creşterea exponenţială conduce la devastarea iremediabilă a întregului habitat şi la prăbuşirea ecosistemului ca întreg. Cum în natură acest fenomen nu are loc, Charles Darwin a realizat că trebuie să existe un mecanism care limitează creşterea exponenţială a populaţiei şi a identificat acel mecanism cu aşa numita „selecţie naturală". Prin selecţie naturală se înţelege mecanismul de scoatere din populaţie a indivizilor mai puţin robuşti sau cu caractere care îi dezavantajează în anumite condiţii de mediu. După Darwin, selecţia naturală este un factor ecologic care vine din exteriorul populaţiei prin acţiunea prădătorilor sau din interiorul populaţiei, prin competitie sau prin confruntare între indivizii aceleiaşi populaţii, caz în care mai este numită şi „selecţie sexuală". Ideile lui Darwin au prins formă în urma calătoriei sale în jurul lumii, la bordul vasului Beagle. Darwin a susţinut în favoarea teoriei sale argumente care pot să fie încadrate în următoarele categorii: argumente paleontologice, argumente biogeografice, argumente anatomo-morfologice şi argumente etologice, de comportament. Astăzi, după descoperirea geneticii, acestor argumente li se adaugă argumente genetice, argumente biochimice, agumente biogeografice şi argumente ecologice. Teoria lui Darwin este cu atât mai remarcabilă, cu cât ea a apărut înainte de descoperirea geneticii.

BCU IASI CENTRU UNIVERSITAR

Capitolul XVII. Paleobotanică şi Palinologie

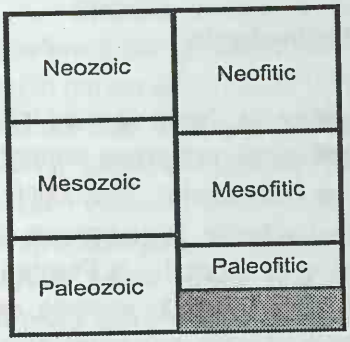
Paleobotanica este ştiinţa care se ocupă cu studiul fosilelor de plante care au trăit în timp geologic. Margulis & Schwartz (1988) au definit cinci regnuri ce cuprind planteşi animale: Monera (ce includ Archaebacteria şi Eubacteria), Protoctista, Plantae, Fungi şi Animalia. În noua clasificare, toate bacteriile sunt incluse la Monera, algele sunt incluse la Protoctista, iar briofitele şi cormofitele, la Plantae, în timp ce ciupercile sunt incluse la Fungi. În clasificarea clasică, plantele se împart în plante inferioare (alge) şi în plante superioare (traheofite sau cormofite). Tot Paleobotanica studiază şi ciupercile fosile, studiul fungilor fiind astăzi un domeniu foarte dinamic. Un alt domeniu al Paleobotanicii este Paleopalinologia sau mai pe scurt Palinologia, care se ocupă cu studiul sporilor şi al polenului fosil şi actual. Atât sporii, cât şi polenul plantelor superioare, se fosilizează foarte uşor datorită învelişului lor foarte rezistent chimic, precum şi datorită dimensiunilor lor foarte reduse. Sporii şi respectiv polenul se dispersează foarte uşor şi de aceea astfel de fosile se găsesc în majoritatea rocilor sedimentare continentale şi chiar marine, litorale. Detalii legate de evoluţia florelor şi a succesiunii lor în timp se găsesc şi la Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

Manuale de Paleobotanică moderne sunt acelea publicate de Sporne (1965, 1975a, b), Meyen (1987), Lemoigne (1988), Taylor & Taylor (1993), Stewart & Rothwell (1993), Agashe (1995) şi Willis & McElwain (2002). Un manual remarcabil de paleoalgologie este acela publicat de Tappan (1980), iar de Palinologie, cel al lui Traverse (1988). În limba română, manuale importante de Paleobotanică şi Palinologie au fost publicate de către Dragastan et al. (1980, 1997) şi Petrescu & Dragastan (1981). Prezentarea plantelor fosile în acest volum am făcut-o la modul cel mai general, iar detalii legate de succesiunea şi asociaţiile floristice în timp geologic se găsesc în acest volum şi în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.

Există o împărţire paralelă a timpului geologic, atât din punct de vedere faunistic, cât şi din punct de vedere floristic. Astfel, se consideră era Paleofitică drept intervalul de timp de la începutul Paleozoicului şi până la limita Permianului timpuriu cu Permianul târziu. Paleofiticul este definit ca intervalul de timp dominat de pteridofite, cu gimnosperme subordonate şi angiosperme inexistente. Mesofiticul începe din Permianul superior şi se sfârşeşte la limita dintre Cretacicul inferior şi Cretacicul superior. Mesofiticul se defineşte ca intervalul de timp în care

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

gimnospermele sunt dominante, pteridofitele sunt subordonate, ca şi angiospermele, angiospermele apărând cel devreme în Jurasicul târziu. Neofiticul începe din Cretacicul superior şi se continuă până astăzi. El este caracterizat prin dominanţa angiospermelor şi prin caracterul subordonat al pteridofitelor şi al gimnospermelor în paleofitocenoze (Text-fig. 17.1). Detalii legate de evoluţia plantelor, de range-ul lor stratigrafic sau de valoarea lor paleogeografică sunt prezentate şi în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.



Text-fig. 17.1. Limitele între Paleofitic, Mesofitic şi Neofitic.

Plantele fosile, inferioare sau superioare, se conservă printr-o multitudine de moduri, in diferite tipuri de roci. Rocile ce conţin plante fosile sunt în cea mai mare parte roci sedimentare, reprezentate prin gresii, argile, tufurile, marnele sau calcare. Rocile sedimentare clastice grosiere nu conservă decât rar resturi de plante şi atunci numai trunchiuri sau ramuri masive, sub formă cărbunoasă sau sub formă de mulaje. Rocile clastice sau vulcanoclastice fine, cum sunt argilele, gresiile, tufurile vulcanice, marnele şi calcarele conservă materialul paleobotanic ca mulaje, compresiuni, concreţiuni şi permineralizări. Un mulaj copiază caractere externe sau interne ale plantelor fosile, mulajele interne fiind umplutura internă a tulpinii sau a fructelor, iar mulajele externe, copia sau negativul acestora din exterior.

Impresiunile şi compresiunile sunt caracteristice fosilizării plantelor superioare, deşi ele pot să apară şi în cazul unor grupe de alge cu tal celulozic, cum sunt algele brune sau feofitele. Prin compresiune se înţelege un fragment cărbunos vegetal, paralel cu laminaţia sedimentară, ce păstrează un film compresiv, urmele substaţei vegetale iniţiale, carbonificate sau mumificate. La desfacerea rocii de-a lungul laminaţiei, pe o parte a eşantionului rămâne o compresiune, iar pe altă parte a acestuia, o impresiune. Impresiunea este negativul sau mulajul compresiunii, nu include un film cărbunos, dar poate cuprinde caractere morfologice utile. Gradul de conservare al acestor compresiuni şi impresiuni poate varia, compresiunile putând să conserve cuticula plantei respective, mesofilul frunzelor sau elemente de ţesut cortical, în cazul cortexurilor sau scoarţelor. Cuticula este deosebit de utilă în studiile paleobotanice, deoarece ea conservă fidel anatomia epidermală, anatomie care poate să fie foarte utilă în studiile de sistematică şi taxonomie. Cuticulele, în cazul în care compresiunile le conservă, se extrag cu reactivi oxidanţi, cum este cazul reactivului Schultze, în scopul oxidării mesofilului carbonificat şi izolării cuticulei. Analiza cuticulelor în

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

Paleobotanică poată numele de analiză cuticulară.

Permineralizările sunt reprezentate prin resturi de plante ale căror organe au fost impregnate cu un mineral, de regulă silice, carbonaţi sau fosfaţi. Permineralizarea are loc prin diageneza materialului vegetal original, astfel încât în raport cu gradul de conservare, ţesutul iniţial se poate conserva excepţional, până la nivel de floem, xilem, mesofil sau ţesut fundamental. Diageneza cu silice, carbonaţi sau fosfaţi se face foarte lent, ţesutul vegetal fiind înlocuit moleculă cu moleculă, astfel încât conservarea ţesutului poate să fie extraordinară. Impregnarea organelor de plante cu silice sau silicifierea ţesuturilor vegetale are loc de obicei în tufuri vulcanice, de regulă acolo unde există un exces de silice. De aceea, resturile de plante silicifiate sunt iniţial îngropate în cenuşă vulcanică, incandescentă sau rece, în timp geologic având loc silicifierea, de cele mai multe ori excepţională.

Carbonatările sau impregnarea cu carbonat de calciu sunt uzuale pentru faciesurile paralice, apropiate de ţărm, carbonatul de calciu fiind precipitat în aşa numitele "mingi de cărbune", sau "coal balls". Coal balls-urile iau naştere la scurte imixtiuni marine în arealele mlăştinoase, la formare toate resturile vegetale din zona de formare a unui coal ball fiind impregnate cu carbonat şi conservate excepţional. Coal balls-urile se secţionează, tăieturile se şlefuiesc, apoi se tratează cu acid clorhidric (HCl), iar suprafeţele astfel tratate se acoperă cu acetonă şi acetat celulozic. Filmul celulozic topit de acetonă copiază toate caracterele anatomice, la nivel de celulă, astfel încât materialul vegetal carbonatat poate fi studiat în detaliu. Un caz special de conservare a resturilor vegetale îl reprezintă succinul, ambra sau chihlimbarul, o răşină naturală secretată în timp geologic de către unele specii de conifere, în special pinacee si cupressacee. Chihlimbarul poate să înglobeze resturi vegetale şi animale, conservându-le astfel excepţional, fără a conserva însă în timp geologic şi moleculele de ADN, aşa cum a fost sugerat în cărţi şi filme de science-fiction, precum "Jurassic Park".

Sporii şi polenul se conservă în mod frecvent în stare fosilă, datorită rezistenţei chimice a exinei, existente în învelişul sporilor şi polenului. Sporii şi polenul pot să fie extraşi din roci în stare dispersă, constituind obiectul de studiu al Palinologiei clasice sau ei pot să fie extraşi direct din structurile de reproducere ale plantelor fosile, din saci poliniferi sau sporangi, constituind obiectul Palinologiei in situ. Spori extraşi din sporangii unor filicale jurasice de la Anina au fost descrişi de către Popa & Van Konijnenburg - Van Cittert (1999), aparţinând speciilor *Phlebopteris woodwardii*, *Aninopteris formosa* şi *Kylikipteris arguta*.

O problemă controversată în Paleobotanică este aceea a conservării structurilor celulare şi a ADN-ului. Până astăzi, resturi concludente de ADN din

fosile de plante nu au fost limpede puse în evidenţă, în ciuda încercărilor de laborator. Resturi citoplasmatice au fost descoperite în compresiuni conservate în stare foarte bună, astfel de resturi citoplasmatice fiind descoperite de autor în secţiuni ultrastructurale în epidermele unui pteridosperm jurasic de la Cristian, *Pachypteris gradinarui* POPA 2000.

Prezentarea de faţă a grupelor de plante inferioare şi superioare nu este exhaustivă şi ea urmăreşte introducerea în cele mai importante grupe de plante, mai ales cu privire la cele cu importanţă litogenetică, evolutivă şi paleobotanică în general. Detalii cu privire la structura, evoluţia şi vârstele acestor plante se găsesc în limba română în cărţile autorilor menţionaţi.

Monerele cuprind grupele Archaeobacteria şi Eubacteria (cu Bacteriophyta şi Cyanophyta). Protoctistele, incluzând plantele inferioare sau algele, cuprind următoarele grupe de plante eucariote: Chrysophyta, Silicoflagellatophyta, Baccilariophyta, Dinophyta, Acritarcha, Opalozoa, Euglenophyta, Chlorophyta, Charophyta, Phaeophyta şi Rhodophyta. Numai o parte dintre reprezentaţii acestor grupe s-au putut păstra în stare fosilă, unele dintre aceste grupe având şi importanţă litogenetică, în special drept constructoare de calcare bioprecipitate.

Regnul Monera, Subregnul Archaebacteria

Bacteriile sunt procariote cu o mare importanţă ecologică, fiind şi primii reprezentanţi ai biosferei primitive. Sunt organisme autotrofe, microscopice sau ultramicroscopice, foarte variate morfologic, cu o fiziologie bazată pe chemosisteza diverselor elemente, cum sunt fierul (feribacterii), azotul (nitrobacterii), fosfor (fosfobacterii), sulf (sulfobacterii), calciu (calcibacterii). Primele resturi bacteriene au fost descrise din Grupul Warawoona, din Australia, sub numele de *Primaevifilum* (Text-fig. 17.2a), descrise mai în detaliu la capitolul de Geologie istorică. Ele au o vârstă de 3,3-3,5 miliarde de ani, arhaice.

Regnul Monera, Subregnul Eubacteria, Phylum Cyanophyta

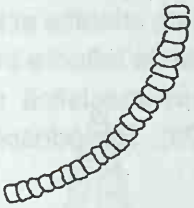
Cianobacteriile sunt organisme primitive, procariote, autotrofe şi fotosintetizante, cunoscute şi sub numele de „alge verzi-albastre", fiind la originea structurilor organo-sedimentare numite „stromatolite". Morfologia cianobacteriilor este de obicei filamentoasă sau alungită. Stromatolitele au o structură internă laminitică, produsă prin acţiunea a doi factori, factorul biotic, care este reprezentat de cianobacterii şi factorul sedimentar sau abiotic, reprezentat prin procese sedimentare obişnuite. În felul acesta se generează structuri laminitice alternante, constituite din cupluri de lamine submilimetrice, una biotică, alta abiotică. Succesiunile laminitice au o formă generală hemisferoidală, când sunt fixate de

BCU "Lucian Blaga" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

substrat, cum este cazul stromatolitelor sferoidale lateral înlănţuite sau LLH (Lateral Linked Hemispheroids, Text-fig. 17.2b) sau sferoidale ori elipsoidale, cum este cazul stromatolitelor nefixate, libere. Stromatolitele sunt bine documentate astăzi în Australia, la Shark Bay, unde se formează stromatolite hemisferoidale, foarte asemănătoare cu primele stromatolite de vârstă arhaică.

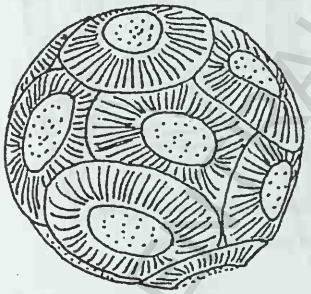
Regnul Protoctista, Phylum Chrysophyta (Haptophyta)

Crisofitele, haptofitele sau algele aurii, sunt alge unicelulare, planctonice, cu pigmenţi galben-aurii, cum este ficocrisina, un pigment galben. Sunt alge flagelate, de obicei cu 2 flageli, cu membrana celulară acoperită de o teacă celulozică impregnată în diverse stagii ontogenetice cu carbonat de calciu

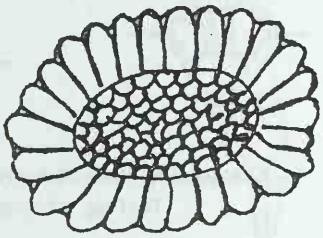


a. *Primaevifilum* (Arh.$_1$)

b. Stromatoliţi lateral înlănţuiţi (LLH - Arh.-Actual)



c. *Emiliania huxleyi* (Actual)



d. *Coccolithus* (J3-Actual)

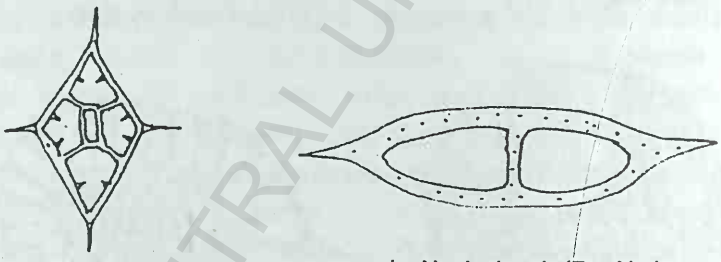
Text-fig. 17.2. Exemple de bacterii (a), stromatoliţi (b), crisofite (c,d).

($CaCO_3$). Carbonatul de calciu se depune sub forma unor plăcuţe calcaroase, care acoperă în întregime celula. Aceste plăcuţe calcaroase poartă numele de cocolite, ele sunt de dimensiuni ultramicroscopice, cu diametre de sub 1µm, de unde şi numele ordinului Coccolitophoridales (Braga & Riding, 2005). Cocolitele sunt foarte importante din punct de vedere geologic deoarece formează calcare

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

bazinale, de apă adîncă, acumulate după moartea planctonului calcaros. Aceste calcare, care iniţial se găseau sub forma unor mâluri calcaroase, abisale, se formează după moartea crisofitelor, în urma acumulării lente a cocolitelor, ce provin din patura superioară, planctonică, a oceanului. Astfel de cretă este celebră în insula Rügen, din Marea Baltică. Pe măsură ce cocolitele coboară spre fundul oceanului, ele suferă un fenomen de dizolvare, care este cu atât mai puternic cu cât adâncimea creşte. Dizolvarea parţială a cocolitelor permite reconstituirea paleoadâncimii unui bazin oceanic şi în acest fel s-au putut face reconstituiri cu privire la paleoecologia bazinelor sedimentare oceanice.

Morfologia cocolitelor este foarte variabilă: de la discoidală, eliptică, stelată sau în forma de ţepi. În funcţie de această morfologie s-a stabilit şi sistematica cocolitelor, definindu-se genuri şi specii bazate strict pe morfologia acestor plăcuţe. De asemenea, crisofitele au un rol foarte important în circuitul carbonului în natură, alături de corali, care contribuie şi ei substanţial la precipitarea carbonatului de calciu. Una din cele mai importante specii de crisofite actuale este *Emiliania huxleyi* (Text-fig. 17.2c), care are perioade anuale de înflorire în Oceanul Atlantic, înflorire vizibilă chiar de pe orbita terestră, prin imagistică satelitară. Cocolite semnificative sunt *Coccolithus* (K, Text-fig. 17.2d), *Rhabdosphaera* (K) sau *Discoaster* (Ng_1).



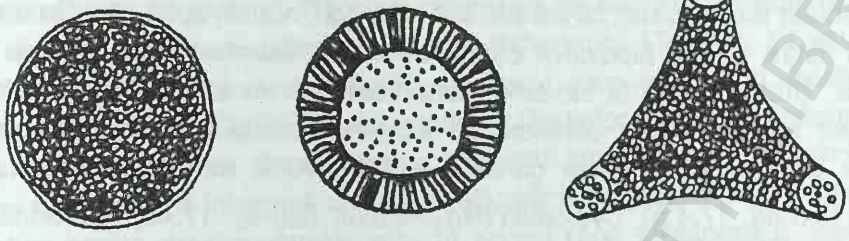
a. *Distephanus* (Ng_1-Actual) b. *Naviculopsis* (Pg_2-Ng_1)

Text-fig. 17.3. Exemple de silicoflagelate.

Phylum Silicoflagellatophyta

Silicoflagelatele sunt alge cu schelet silicios, opalian, unicelulare, planctonice, oceanice, autotrofe, fotosintetizante (Petrescu & Dragastan, 1981). Scheletul are următoarele părţi componente: inelul bazal, aparatul apical, spini externi şi spini interni (Text-fig. 17.3.a). Silicoflagelate fosile sau actuale mai des întâlnite sunt *Distephanus* (Ng_1-Actual, Text-fig. 17.3a), *Naviculopsis* (Pg_2-Ng_1, Text-fig. 17.3b) sau *Corbisema* (K_2-Ng_1).

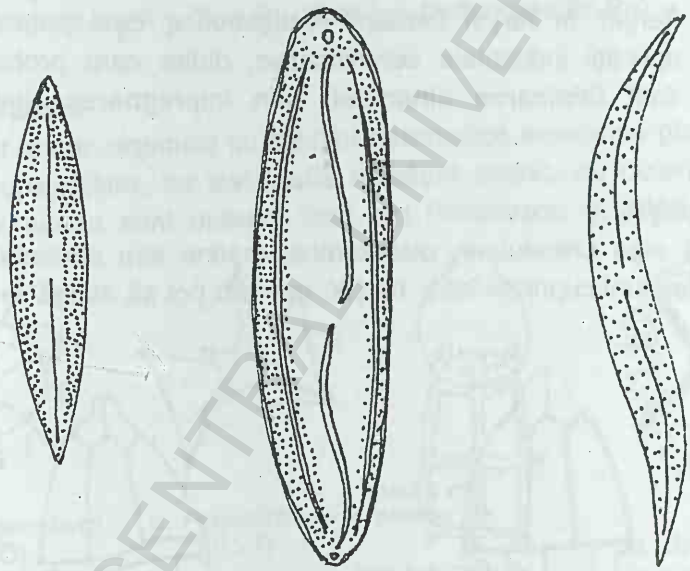
BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



a. *Coscinodiscus* (K_2-Actual)

b. *Cyclotella* (Ng_1-Actual)

c. *Trinacria* (Pg)



d. *Navicula* (Pg_2-Actual)

e. *Pinnularia* (Pg_2-Actual)

f. *Pleurosigma* (Ng_1-Actual)

Text-fig. 17.4. Exemple de diatomee centrice (a-c) şi penate (d-f).

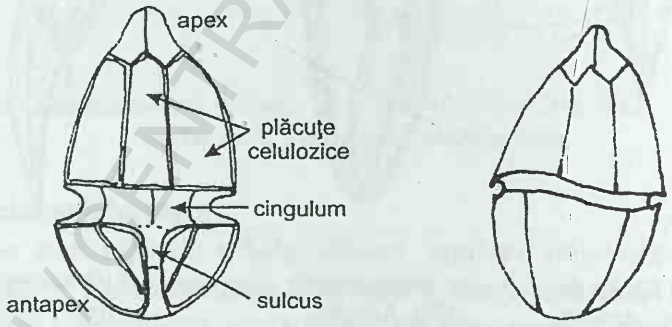
BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Phylum Baccilariophyta

Diatomeele sau bacilariofitele sunt alge unicelulare, solitare sau coloniale, marine sau continentale. Ele sunt alge cu exoschelet silicios de tip opalian, exoscheletul poartă numele de frustulă şi este constituit din două valve, care se întrepătrund: o valvă inferioară sau hipovalva şi o valvă superioară sau epivalva. valvele sunt ornamentate foarte variat, cu canale sau rafe, pori, noduli, spini, etc. Ornamentaţia şi jocul dintre epi- şi hipovalvă contribuie la deplasarea diatomeelor în mediile acvatice. După gradul de simetrie, diatomeele se împart în două clase: Clasa Centricea sau diatomee centrice, cu simetrie radială şi Clasa Pennatea, cu simetrie bilaterală. Diatomee centrice mai frecvente sunt *Coscinodiscus* (K_2-Actual, Text-fig. 17.4.a), *Cyclotella* (Ng_1-Actual, Text-fig. 17.4b), *Triceratium* (K_2-Actual) sau *Trinacria* (Pg, Text-fig. 17.4c). Diatomee penate mai cunoscute sunt *Navicula* (Pg_2-Actual, Text-fig. 17.4d), *Pinnularia* (Pg_2-Actual, Text-fig. 17.4e) şi *Pleurosigma* (Ng_1-Actual, Text-fig. 17.4f). Diatomeele s-au dezvoltat exploziv în Cretacic şi în Terţiar, în Terţiar formând roci poroase, care poartă numele de diatomite, cu aplicaţii industriale semnificative, dintre care probabil cea mai cunoscută a fost fabricarea dinamitei, prin impregnarea diatomitului cu nitroglicerină.

Phylum Dinophyta

Dinofitele sunt alge unicelulare, planctonice, marine sau continentale, cu doi flageli, cu dimensiuni cuprinse între 10-100 µm, dar pot să atingă în unele cazuri



a. Schema unui dinoflagelat (vedere ventrală)

b. *Gonyaulacysta* (J_2-K_1)

Text-fig. 17.5. Dinoflagelate.

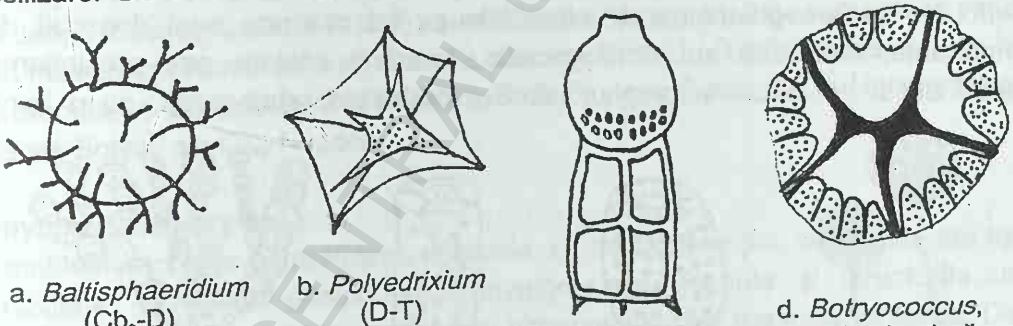
şi dimensiuni de 1,5 milimetri lungime. Dinofitele au faze cistate, respectiv faze în care alga îşi părăseşte teca celulozică şi se strânge într-un cist foarte rezistent

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITARA

chimic şi fizic, cist care se fosilizează foarte uşor. Cistul copiază morfologia tecii celulozice şi este de obicei mai mic sau aproape egal cu teca iniţială. La sfârşitul fazei cistate, alga părăseşte cistul printr-un por care poartă numele de arheopil şi formează o noua tecă celulozică. Cei doi flageli se găsesc în două canale, unul ecuatorial, care poartă numele de „cingulum" şi unul meridian cu poziţie ventrală, care poartă numele de „sulcus". Plăcuţele celulozice ale tecii au o dispunere foarte precisă, această dispunere având importanţă sistematică (Text-fig. 17.5a). Teca celulozică nu se păstrează în stare fosilă, dar cistul, care copiază în detaliu teca celulozică, prezintă caracterele de dispunere a plăcuţelor iniţiale. Dinoflagelatele au apărut în Paleozoic, dar diversitatea lor a crescut substanţial în Mesozoic şi în Terţiar, pe baza lor fiind întocmită o scară stratigrafică de detaliu pentru domeniile marine. Importanţa dinoflagelatelor este în primul rând stratigrafică, deoarece acestea sunt bune indicatoare de vârstă. De asemenea, ele sunt importante în raport cu geneza petrolului. Petrolul are trei componente genetice, din care componenta vegetală poartă numele de Kerogen III. Genuri importante în Terţiar sunt *Gonyaulacysta* (J_2-K_1, Text-fig. 17.5b) şi *Deflandrea* (K-Pg).

Phylum Acritarcha

Acritarhii sunt resturi organice cu afinităţi sistematice incerte de plante sau chiar de animale, unicelulare, cu test foarte rezistent chimic, cu potenţial ridicat de fosilizare. De aceea sunt descrişi încă din Proterozoic şi până astăzi, cu o



a. *Baltisphaeridium* (Cb_3-D)
b. *Polyedrixium* (D-T)
c. *Podamphora* (Ng_1)
d. *Botryococcus*, colonie circulară, (C-Actual)

Text-fig. 17.6. Exemple de acritarhi (a, b), ebriidieni (c) şi alge verzi (d).

varietate morfologică foarte mare, Paleozoicul rămânând însă perioada în care au avut diversitatea şi frecvenţa maximă. Acritarhii sunt sferici, elipsoidali, tetraedrali, triunghiulari, lişi (fără ornamentaţie) sau puternic ornamentaţi, cu spini simpli sau bifurcaţi. Prezintă o deschidere circulară numită "pilom". Se împart în

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Acanthomorphitae, cu *Baltisphaeridium* (Cb_3-D, Text-fig. 17.6a); Prismatomorphitae, cu *Polyedrixium* (D-T, Text-fig. 17.6b), Herkomorphitae, cu *Dictyodinium*, Polygonomorphitae, cu *Veryhachium* (O-Pg_3), Sphaeromorphitae, cu *Leiosphaeridia* (Pcb-Pg); Netromorphitae, cu *Leiofusa* (O-K); Pteromorphitae şi Dicramorphitae, cu *Acanthodiacrodium* (Cb-O).

Phylum Opalozoa

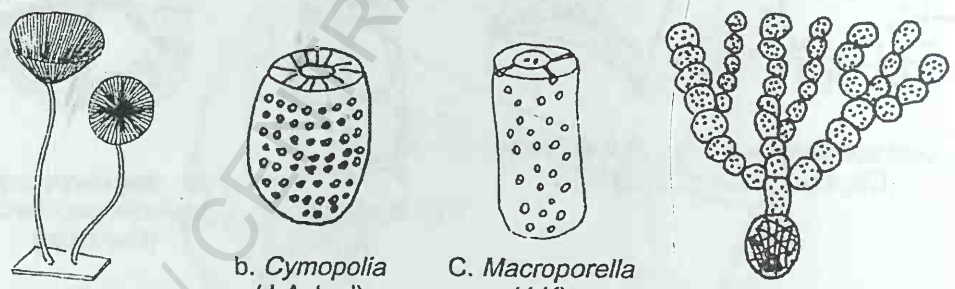
Opalozoarele sau ebriidienii sunt organisme unicelulare, cu schelet opalian, constituit din baghete alungite. Reprezintă un grup relativ restrâns, cu reprezentaţi rari ce îşi au originea în Paleogen. Un exemplu este *Podamphora* (Ng_1, Text-fig. 17.6c).

Phylum Euglenophyta

Sunt alge continentale sau marine, unicelulare, cu reprezentanţi actuali, cu o importanţă paleobotanică mai redusă, avându-şi originea in Cretacic. Un exemplu este *Ophiobolus* (K_2).

Phylum Chlorophyta

Clorofitele sau algele verzi sunt alge unicelulare sau pluricelulare, cu tal celulozic sau calcaros, simplu sau articulat, talul calcaros putând fi articulat sau crustos. Din punct de vedere paleontologic, clorofitele cu tal calcaros sunt deosebit de importante, deoarece au rol litogenetic, formând calcare prin precipitarea carbonatului de calciu în propriul tal. Se fosilizează relativ uşor, au o bună



a. *Acetabularia* (K_2-Actual)
b. *Cymopolia* (J-Actual)
C. *Macroporella* (J-K)
d. *Halimeda* (P-Actual)

Text-fig. 17.7. Exemple de clorofite.

semnificaţie stratigrafică şi mai ales paleoecologică. În general, clorofitele calcaroase au un important rol ecologic, deoarece se asociază coralilor în arealele

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

recifale şi contribuie astfel, prin fotosinteză, la oxigenarea apei. Acest rol l-au avut şi în timp geologic, încă din Paleozoic, atunci când s-au asociat cu diverse tipuri de corali, în arealele recifale. Cele mai importante alge verzi aparţin următoarelor ordine: Chlorococcales, Dasycladales şi Bryopsidales.

Ordinul Chlorococcales, cu alge celulozice, unicelulare, precum *Botryococcus* (C-Actual, Text-fig. 17.6d), o algă verde dulcicolă ce a produs în timp geologic cărbuni bituminoşi numiţi "boghead".

Ordinul Dasycladales este un ordin foarte divers, cu o mulţime de familii de alge verzi cu tal calcaros, ce are ca morfologie principală aşa numitul "manşon" calcaros, cu un canal central, străbătut de ramuri simple sau ramificate. Ordinul are genuri precum: *Acetabluaria* (K_2-Actual, Text-fig. 17.7a), *Halycoryne*, sau *Cymopolia* (J-Actual, Text-fig. 17.7b). Genuri fosile importante sunt *Macroporella* (J-K, Text-fig. 17.7c) sau *Oligoporella* (J-K), alge tipic recifale. Genul cambrian *Yakutina* (Cb-O) este unul dintre cei mai vechi reprezentaţi ai dasicladalelor (Braga & Riding, 2005). În România, algele calcaroase dasicladale au fost studiate de către Dragastan (1975), Dragastan, în Petrescu & Dragastan (1981) şi Bucur (1997, 1999, 2001) şi Bucur et al. (2001).

Ordinul Halimedales, incluzând familiile Halimedaceae, Udoteaceae şi Codiaceae, printre multe altele, cu alge cu talul celulozic sau calcaros, articulat, constituit din segmente interconectate, precum *Halimeda* (P-Actual, Text-fig. 17.7d). Ordinul include şi alţi reprezentaţi precum *Udotea* (Actual), *Tydemania* (K-Actual), *Rhipocephalus* (K-Actual) sau *Penicillus* (K-Actual). Alge calcaroase verzi din Mesozoicul României sunt studiate de către Prof. Dr. Ovidiu Dragastan, de la Universitatea din Bucureşti şi de către Prof. Dr. Ioan Bucur, de la Universitatea Babeş-Bolyai, din Cluj-Napoca.

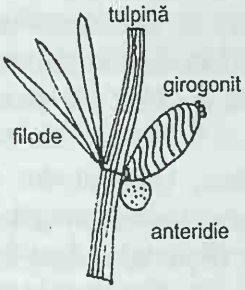
Phylum Charophyta

Carofitele sunt alge pluricelulare, dulcicole, cu talul diferenţiat, constituite din tije articulate, la noduri găsindu-se frunzuliţele sau filodele şi structurile de reproducere: cele femele, oogoane sau girogonite şi cele mascule, anteridii. Din punct de vedere paleontologic, carofitele au o mare importanţă paleoecologică deoarece sunt indicatoare ale unor condiţii lacustre. De obicei, carofitele precipită carbonat de calciu în oogoane şi în tijele talului, anteridiile însă nu se impregnează cu carbonat şi de aceea nu se conservă în stare fosilă. Oogonul are o structură corticată, cu mai multe învelişuri, învelişul extern fiind constituit din celule dispuse spiral cu diverse ornamentaţii. Ornamentaţiile acestor celule corticale, precum şi forma lor au importanţă sistematică, pe baza lor fiind stabilite genurile şi speciile de carofite fosile (Text-fig. 17.8a). Carofitele au înregistrat o puternică diversificare

în Jurasic şi în Cretacic, dar mai ales în Terţiar. În Dobrogea au fost descrise carofite cretacice precum *Atopochara* (K_1), *Clypeator* (K_1) sau *Clavator* (J-K_1, Text-fig. 17.8b). *Clavator* are oogoanele elipsoidale, cu celule apicale numite coronule, foarte proeminente. În România, carofitele paleogene din Bazinul Transilvaniei au fost studiate de către Călin Baciu (1999), iar cele cretacice din Dobrogea, de către Theodor Neagu (1980).

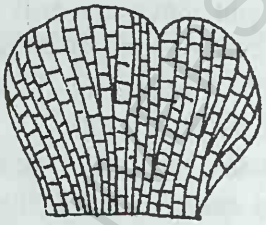
Phylum Rhodophyta

Rodofitele sau algele roşii sunt alge pluricelulare, fixate, cu tal calcaros sau celulozic, al căror pigment predominant este ficoeritrina, în combinaţie cu clorofila şi ficocianina. Talul, în special cel impregnat cu carbonat de calciu, este divizat în

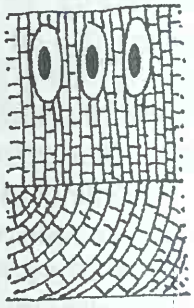


a. Schema unui carofit.

b. *Clavator* (J-K_1)

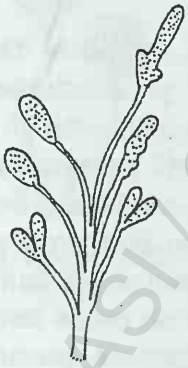


c. *Solenopora* (Cb-K)



d. *Archaeolithothamnium* (J_3-Actual)

Text-fig. 17.8. Exemple de carofite(a, b) şi de rodofite (c, d).



Text-fig. 17.9. *Bifurcaria* (Ng_1-Ng_2)

hipotal şi perital. Rodolitele sunt structuri calcaroase, concreţionare, formate în urma cimentării talurilor de rodofite. Rodofitele îşi au originea în Paleozoicul inferior, cum este cazul lui *Solenopora* (Cb-K, Text-fig. 17.8c), ele înregistrând diversităţi crescute încă din timpul Paleozoicului. Conservarea rodofitelor este foarte bună, iar morfologia lor este foarte variabilă, fiind întotdeauna dependentă de stadiul ontogenetic. Talul rodofitelor include un ţesut bazal, numit hipotal, cu celule aranjate variat şi un ţesut marginal, numit perital, organizat uniform, din celule izodiametrice. Tot în perital se găsesc sporangii, incluşi în camere speciale numite "conceptacule". Ca exemple, pot fi citate

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Archaeolithothamnium (J_3-Actual, Text-fig. 17.8d) sau *Lithothamnium* (K_2-Actual), dintre rodofitele Familei Corallinaceae.

Phylum Phaeophyta

Grupează algele brune, cu tal pluricelular, cu tendinţă de diferenţiere, celulozic, sesile, de obicei macrofite, de dimensiuni mari, cum este *Cystoseira* (Pg-Actual) sau *Bifurcaria* (Ng_1-Ng_2, Text-fig. 17.9). Algele brune dau în general fosile foarte rare.

Regnul Plantae

În Paleozoicul timpuriu, ca şi în timpul Precambrianului, domeniile continentale nu erau practic colonizate de către plante sau animale. Colonizarea uscatului s-a făcut treptat, începând probabil cu Ordovicianul târziu, continuându-se în Silurian şi definitivându-se în Devonian. Trecerea de la domeniile marine la domeniile continentale s-a făcut treptat, atât de către plante cât şi de către animale. Dintre animale, primii vizitatori ai domeniilor continentale au fost artropodele, dintr-un grup numit al Merostomatelor. Aceste artropode, esenţialmente marine, făceau incursiuni scurte în domeniile continentale litorale. Pe continente nu exista practic covor vegetal şi de aceea eroziunea catenelor muntoase şi în general a domeniilor continentale, era foarte accentuată. În Ordovician plantele trăiau numai în domeniile marine, fiind reprezentate exclusiv prin diverse grupe de alge. Din punct de vedere ecologic, domeniul marin asigură un trai simplificat pentru plante, atât din punct de vedere al nutriţiei, cât şi al reproducerii. Algele îşi extrag direct nutrienţi dizolvaţi în apa mării, membranele lor celulare asigură o bună interfaţă cu mediul marin, fără a se pune problema unei protecţii speciale a talului.

Plantele superioare sunt plante terestre, cu ţesuturi conducătoare şi structuri de reproducere adaptate domeniilor continentale. Ele mai poartă numele de traheofite, fiind plante purtătoare de trahei (elemente conducătoare) sau de cormofite, corpul lor vegetativ sau cormul fiind constituit din rădăcină, tulpină şi frunze.

Pentru cucerirea uscatului, plantele au trebuit să rezolve o serie de probleme fundamentale, legate de supravieţuire şi de nutriţie în domeniile continentale, mult mai dure sub aceste aspecte de cât domeniile marine: 1. problema deshidratării; 2. problema respiraţiei şi în general a schimbului de gaze; 3. problema nutriţiei; 4. problema biomecanică, respectiv rezistenţa la îndoire, rupere şi torsiune; 5. problema multiplicării sau a reproducerii, în condiţii subaeriene.

Pentru a evita deshidratarea, plantele au inovat un strat protector care să

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

acopere toate organele planetei, stfel încât pierderea de apă să fie evitată. Astfel a apărut cuticula, încă din timpul Silurianului târziu şi chiar mai devreme, constituită dintr-un biopolimer foarte rezistent chimic, cu o structură complexă, pe mai multe straturi, care poartă numele de cutină. Din cauza rezistenţei sale chimice mari, cuticula plantelor se conservă în stare fosilă şi permite studii de anatomie şi de morfologie foarte detaliate. Studiile cuticulare permit reconstituirea plantelor superioare, în felul acesta putând fi demonstrată apartenenţa diverselor tipuri de organe la aceeaşi specie biologică. Primele cuticule sunt înregistrate din Silurianul superior şi mai ales din Devonianul inferior, fiind asociate cu resturi macroscopice de plante superioare. De asemenea, plantele au dezvoltat ţesuturi de protecţie, cum este ţesutul epidermal.

Respiraţia a devenit posibilă prin generarea unor ţesuturi specializate, cum este mezofilul din frunzele plantelor superioare. Tot în sensul optimizării respiraţiei au apărut şi structurile stomatice, de la structuri simple cu numai două celule de gardă, până la tipuri complexe specializate, cu celule stomatice şi înconjurătoare, cu papile şi trichomi. Stomatele şi structurile epidermale în general au o mare importanţă în Paleobotanica sistematică, deoarece permit reconstituirea plantelor întregi. O plantă superioară se conservă întotdeauna fragmentar, organele ei fiind dispersate, fapt care împiedică de cele mai multe ori reconstituiri de ansamblu, de plante întregi. Studiul epidermelor cutinizate, fosile şi actuale, poartă numele de analiză cuticulară. Pe lângă reconstituiri, analiza cuticulară permite şi evaluarea paleoconcentraţiilor de bioxid de carbon atmosferic, prin indicele stomatic. Indicele stomatic este un număr legat de densitatea stomatelor pe suprafaţa frunzelor, fiind de obicei un caracter tipic unei specii, dar în acelaşi timp fiind şi dependent de concentraţia parţială a bioxidului de carbon din atmosferă. Reconstituirea paleoconcentraţiilor de bioxid de carbon este un detaliu foarte de important în evaluarea condiţiilor paleoecologice globale, în timp geologic.

În domeniile continentale, plantele trebuie să extragă apă şi săruri minerale, pe care să le sintetizeze în procesul de nutriţie în vederea sintezei compuşilor organici vegetali. Acest proces de extracţie şi de sinteză este mult mai complicat de executat în domeniile continentale, decât în domeniile marine. În acest scop au fost „inventate" ţesuturile conducătoare de tip liberian şi de tip lemnos. Astfel au apărut primele traheide în timpul Silurianului superior şi Devonianului inferior, respectiv traheidele anulare, la primele traheofite terestre. Traheidele anulare sunt traheidele cele mai simple, urmate de traheidele spiralate şi de cele scalariforme. Gimnospermele au „inventat" traheidele areolate, traheide cu conductivitate osmotică crescută, în timp ce angiospermele au „inventat" traheile sau vasele adevărate. Ţesuturile conducătoare lemnoase se conservă de

BCU "I. CREANGĂ" UNIVERSITY LIBRARY

obicei în stare fosilă deoarece conţin lignină, un compus vegetal complex, rezistent chimic. Celuloza este componenta cea mai perisabilă, care nu se conservă niciodată în stare fosilă. Lignina a avut o mare importanţă şi în formarea ţesuturilor mecanice, prin care s-a rezolvat o altă problemă importantă la plantele terestre şi anume problema rezistenţei mecanice.

Rezolvarea rezistenţei mecanice şi a nutriţiei s-au combinat foarte uşor, atât în formarea ţesuturilor conducătoare şi a celor mecanice, cât şi în structura internă a tulpinii, respectiv a stelului. Stelul cel mai primitiv a apărut la riniofite şi poartă numele de protostel. Următorul tip de stel a fost generat de către sfenopside şi anume sifonostelul, în timp ce aproape toate grupele de pteridofite au avut steluri derivate, cum este atachtostelul sau plectostelul. Angiospermele au „inventat" un stel mai complex şi anume eustelul, cu rezistenţă mecanică crescută şi conductivitate ridicată. Stelurile au o mare importanţă mecanică, deoarece structura şi distribuţia cordoanelor xilemice şi sclerenchimatice au rol ridicat biomecanic. Înălţimea plantei este întotdeauna direct proporţională cu rezistenţa biomecanică a tulpinii. Din acest punct de vedere, gimnospermele şi angiospermele sunt avantajate, deoarece au ţesuturi conducătoare şi de susţinere specializate, mai ales bine lignificate. Totuşi, în timp geologic pteridofitele au dat şi ele plante arborescente, aşa cum sunt licopsidele şi sfenopsidele din Carboniferul târziu.

Reproducerea în domeniile subaeriene este o problema delicată din punct de vedere al supravieţuirii gameţilor, precum şi din punct de vedere al dispoziţiei şi protecţiei organelor de reproducere. În domeniile marine, gameţii sunt motili, nu au nevoie de structuri speciale protective, în timp ce în domeniul continental, ei pot fi supuşi foarte rapid deshidratării şi de asemenea, circulaţia lor poate să fie foarte restrânsă, de aceea plantele continentale au „inventat" câteva strategii menite să le asigure reproducerea şi dispersia. Prima măsură a fost modificarea ciclului de alternanţă a generaţiilor. La alge, gametofitul este dominant şi sporofitul este total subordonat.

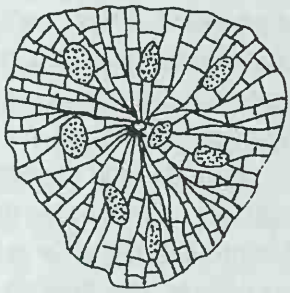
La plantele superioare, sporofitul devine dominant şi gametofitul este redus cu atât mai mult, cu cât plantele sunt mai evoluate. Dominanţa sporofitului în domeniile continentale este dată de rezistenţa sa mecanică, mai ridicată decât a gametofitului. La primele pteridofite, sporofitul este redus şi aproape egal ca importanţă cu gametofitul. Acest fapt este vizibil şi la briofite, unde gametofitul este încă dominant pe scară evolutivă, gameţii sunt dependenţi de mediul acvatic pentru fecundare.

La pteridofite, gametofitul este redus la protal, în timp ce la gimnosperme şi respectiv la angiosperme, gametofitul este total subordonat, redus la

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

megasporul ovulului şi respectiv la polen. Pteridofitele au "inventat" sporii, care pot să fie izospori, identici sau heterospori, de dimensiuni diferite, macr- şi microspori, cu ornamentaţii foarte diverse, care să le asigure o dispersie optimă în mediul ambiant. Gimnospermele au dezvoltat şi rafinat structuri de reproducere prin formarea ovulului şi respectiv a prepolenului şi a polenului.

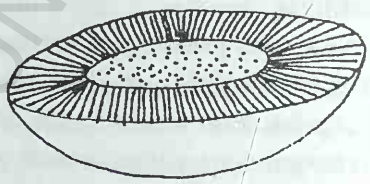
Din punct de vedere evolutiv, un ovul este interpretat ca un megaspor modificat al pteridofitelor, inclus într-o serie de straturi protective, cum este integumentul şi respectiv nutritive, cum este nucela. Polenul la unele



a.*Parka* (S_2)

b. *Protosalvinia* (D_2)

c. *Prototaxites* (D_2)



d.*Pachytheca* (D_2)

Text-fig. 17.10. Exemple de nematofite.

gimnosperme şi la angiosperme formează tubul polinic, care este generat în camera polinică a nucelei, unde acest tub este şi el protejat. De-a lungul Paleozoicului târziu şi al Mesozoicului, gimnospermele au perfecţionat şi au rafinat strategiile de reproducere, aceste strategii fiind reflectate de către diversele grupe de gimnosperme extincte sau cu reprezentanţi actuali.

Briofitele se impart în hepatice şi muscinee, iar traheofitele sau plantele superioare, se împart în pteridofite, gimnosperme şi angiosperme. Un grup special de plante terestre este constituit din nematofite, cu afinităţi sistematice incerte şi cu caractere de trecere între alge şi briofite.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Phylum Nematophyta

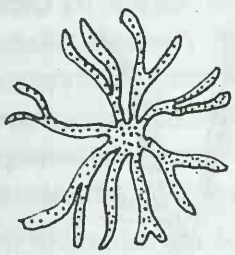
Nematofitele reprezintă un grup de plante paleozoice continentale, ce prezintă caractere de trecere între alge şi briofite. Nematofitele reprezintă plante prin excelenţă dispărute sau extincte, fiind cunoscute numai din Silurian şi din Devonian.

Din punct de vedere structural, nematofitele seamănă cu talurile algelor brune, dar ele reprezintă în realitate „soluţii tehnice" sau „prototipi" generaţi în scopul colonizării domeniilor continentale. Aceşti prototipi au fost practic înlocuiţi cu briofite sau cu cormofite, aceştia dispărând repede, la începutul Devonianului.

Parka (S_2, Text-fig. 17.10a) este un nematofit cu un corp vegetativ subtriunghiular, cu sporangi pe suprafaţa adaxială sau superioară. *Parka* era foarte asemănătoare cu unele alge verzi, care poartă numele de coleochete. *Protosalvinia* (D_2, Text-fig. 17.10b) seamăna cu corpul vegetativ al unui briofit de tip solzos sau hepatic, având sporangii încastraţi în depresiuni de pe suprafaţa superioară sau adaxială. *Spongiophyton* (S) avea talul poros şi o cavitate internă. *Prototaxites* (D_2, Text-fig. 17.10c) se regăseşte astăzi în stare fosilă sub forma unor plaje cărbunoase, constituite din tuburi cu diferite diametre. *Pachytheca* (D_2, Text-fig. 17.10d) este găsită sub forma unor lentile de câţiva milimetri diametru, cu structură concentrică, la interior găsindu-se tuburi cărbunoase neregulate, în timp ce la exterior se găsesc tuburi cărbunoase dispuse radiar. Se presupune că *Pachytheca* şi *Prototaxites* aparţineau aceleiaşi plante, dar reconstituirea structurii şi a fiziologiei ei sunt încă sub semnul întrebării.

Phylum Bryophyta

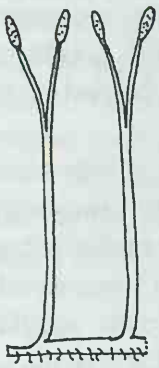
Muşchii reprezintă grup de plante cu o importanţă paleobotanică redusă, corpul lor vegetativ fosilizându-se foarte rar. În timp geologic ca şi astăzi, briofitele sunt asociate unor medii umede fără de care reproducerea lor este aproape imposibilă. Primele briofite au fost descrise din Devonian şi se pare că diversitatea lor creşte de-a lungul Mesozoicului. În România, a fost descris recent un briofit solzos, dintre Hepaticae, din Jurasicul inferior de la Anina, din Banat, aparţinând genului *Hepaticites* (Text-fig. 17.11). Specia este *Hepaticites* cf. *arcuatus* (Popa, 2000a). De asemenea, urme de plante cu afinităţi incerte de briofite au fost recoltate şi de la Secu, lângă Reşiţa, ele având o vârstă stephaniană.



Text-fig. 17.11. *Hepaticites* (T-K).

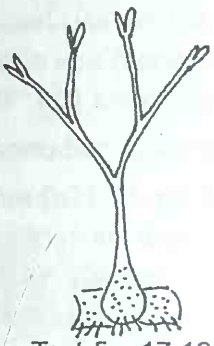
BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Phylum Pteridophyta



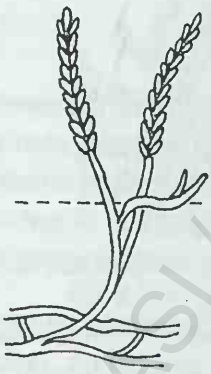
Text-fig. 17.12. *Rhynia* (D_1)

Pteridofitele mai sunt cunoscute şi sub numele de criptogame vasculare. Ele poartă numele de „criptogame" deoarece structurile lor de reproducere nu sunt întotdeauna evidente, vizibile, cu fructe sau cu seminţe, aşa cum este cazul fanerogamelor. Pteridofitele sunt plante superioare, traheofite, purtătoare de ţesuturi conducătoare specializate, cu micro- sau macrofile, frunze de dimensiuni mici sau mari, cu tulpina subpământeană şi cu structuri de reproducere purtătoare de spori. Sporii sunt închişi până la maturaţie în saci care poartă numele de sporangi. Sporangii la rândul lor se pot asocia în sori sau sinangii, în timp ce la unele grupe de pteridofite, cum sunt sfenopsidele, sunt grupaţi în conuri sau în strobili. Pteridofitele au o îndelungată istorie geologică, avându-şi originea în Silurianul târziu, când au apărut cele mai primitive tipuri de traheofite, imediat după debarcarea plantelor în domeniile continentale. În timpul Paleozoicului târziu, în Devonian, Carbonifer şi în Permian, pteridofitele înregistrează un puternic avânt evolutiv, stimulat şi prin coevoluţia cu insectele, aflate şi ele în plin avânt evolutiv. Paleozoicul mai este cunoscut şi sub numele de era pteridofitelor, tocmai datorită dominaţiei criptogamelor vasculare asupra gimnospermelor în paleofitocenoze. Pteridofitele se împart în câteva clase, unele extincte, altele având atât reprezentanţi fosili cât şi actuali.



Text-fig. 17.13. *Horneophyton* (D_1)

Clasa Rhyniopsida



Text-fig. 17.14. *Zosterophyllum* (D_{1-2})

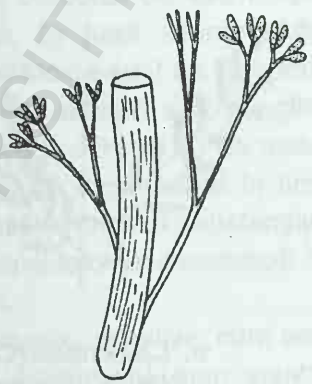
Este un grup de traheofite primitive, ierboase, simpodiale, protostelice, cu sporangi terminali elipsoidali sau reniformi. Deschiderea sau dehiscenţa acestor sporangi este simplă şi nespecializată. Sporii au un înveliş exinic gros şi sunt de aceleaşi dimensiuni, izospori. Axele aeriene sunt circulare în secţiune, se divid dihotomic, au la interior o structură tipică de protostel cu protoxilem către interior, de tip protostel centrarh. *Rhynia* (D_1, Text-fig. 17.12), din Devonianul timpuriu, are axele nude, lipsite de frunze, ramificate simplu. Sporangii sunt elipsoidali, înălţimea lor nu depaşea 50 de centimetri. *Rhynia* a fost descrisă din localitatea Rhynie, din Scoţia, din depozite silicioase, care poartă numele de certuri.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La Rhynie, aceste certuri conservă în mod excepţional structuri anatomice, atât ale plantelor cât şi ale artropodelor asociate, cum este cazul unor arahnide primitive. O plantă cu afinităţi sistematice incerte este *Cooksonia* (S_3-D_1), din Silurianul târziu, care aparţine cel mai probabil riniopsidelor. *Cooksonia* avea axele divizate dihotomic, simple, situate în acelaşi plan şi cu sporangi terminali de forma reniformă. Alte exemple de riniopside includ *Scyadophyton* (D_1), *Horneophyton* (D_1, Text-fig. 17.13) sau *Taeniocrada* (D). Riniopsidele dispar în timpul Devonianului.

Clasa Zosterophyllopsida

Zosterofilopsidele sunt plante primitive, protostelice, simpodiale, cu sporangi dispuşi lateral pe ramuri, către capetele acestora, forma sporangilor fiind globuloasă sau lentiliformă, cu dehiscenţă laterală. Cilindrul central este protostelic, cu xylem masiv gros. Tulpinile nu au frunze şi câteodată nu au cuticule la partea bazală şi de aceea se presupune ca erau plante parţial scufundate în apă. Un exemplu reprezentativ este *Zosterophyllum rhenanum* (D_{1-2}, Text-fig. 17.14). Alte exemple de zosterofilale sund *Discalis* (D1), *Sawdonia* (D) sau *Gosslingia* (D_{1-2}).

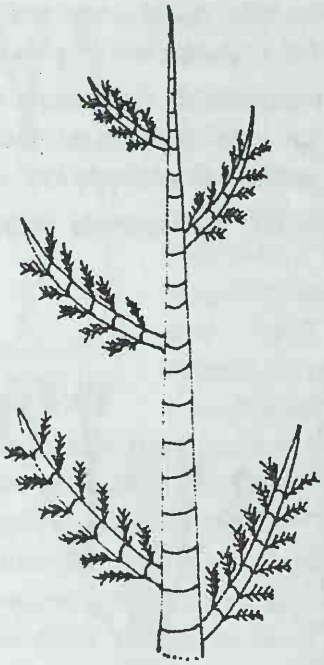


Text-fig. 17.15. *Psilophyton* (D_{2-3})

Clasa Trimerophytopsida

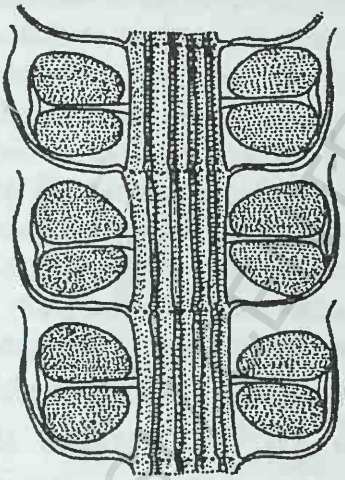
Trimerophytele sunt plante devoniene, evoluate, pseudomonopodiale, protostelice, cu spini şi ramuri distribuite tridimensional, cu cortex dezvoltat, sporangi dispuşi distal, în perechi. Ramificaţia este cea mai complexă din timpul Devonianului, exceptind ramificaţia progimnospermelor, a primelor gimnosperme. Dehiscenţa sporangilor se face de-a lungul unui sanţ longitudinal, sporangii fiind fusiformi şi de obicei grupaţi în perechi. Stelul este protostelic, centrarh sau mezarh. *Psilophyton* (D_{2-3}, Text-fig. 17.15) are ramuri trifurcate. *Trimerophyton* (D_3) are o înălţime de până la 2 metri cu ramurile puţin trifurcate, dar lipsite de frunze adevărate. Alte exemple sunt *Pertica* (D_1) şi *Oocampsa* (D_2). Trimerophytele reprezintă unul din grupurile devoniene cu un mare succes evolutiv, fiind considerate suşa sau grupul de origine al altor grupe de pteridofite, cum sunt licopsidele şi chiar progimnospermele.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

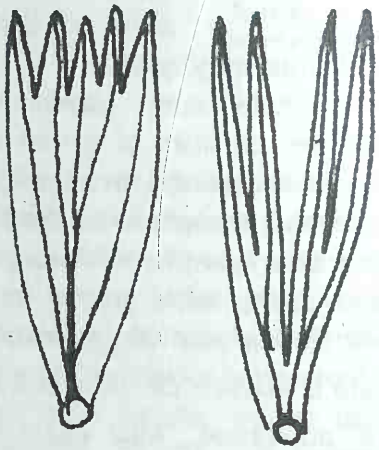


a. *Calamites* (C-P),
plantă întreagă.

b. *Annularia* (C-P)
frunze de *Calamites*.



c. *Calamostachys* (C-P)
con de *Calamites*.



d. *Sphenophyllum* (C-P)

Text-fig. 17.16. Exemple de sfenopside equisetale (a-c) şi sfenofilale (d).

BCU Iași CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Clasa Psilopsida

Psilotum (Actual), care are ramuri divizate dihotomic, simplu, cu cilindru central de tip actinostel, respectiv cu xilem lobat în secţiune transversală, între ramurile căruia se găsea floemul. Sporangii sunt globuloşi, grupaţi câte trei într-un sinangiu, cu dehiscenţă liniară.

Clasa Sphenopsida

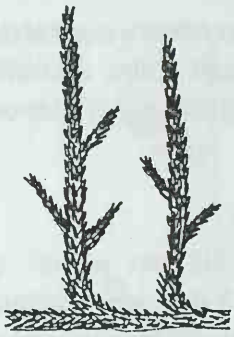
Sfenopsidele sunt pteridofite cu tulpina articulată, constituită din noduri şi internoduri. La noduri se ataşează alte ramuri sau se ataşează frunze verticilate, un reprezentat actual tipic fiind *Equisetum* sau coada-calului. Stelul sfenopsidelor este sifonostel, măduva se găseşte la noduri, urmând cordonul de xilem, apoi cordonul de floem, la unele sfenopside paleozoice, în jurul sifonostelului dispunându-se cortexul sau scoarţa. Structurile de reproducere sunt de tip strobil sau con, cu spori variat ornamentaţi, care au de obicei elatere sau panglici. Sfenopsidele paleozoice erau uriaşe, cu înălţimi de până la 20 sau 30 de metri. Cortexul lor era gros, în consecinţă sfenopsidele paleozoice generând în timp geologic mari cantităţi de cărbune, contribuind cu o masă lemnoasă substanţială în arealele de mlaştină carbo-generatoare. Talia sfenopsidelor a descrescut în Mesozoic, pentru ca astăzi sfenopsidele să fie ierbacee.

Ordinul Pseudoborniales grupează sfenopside bazale, primitive, cum este cazul lui *Pseudobornia ursina* (D_1), o plantă de dimensiuni mari pentru standardele Devonianului, cu frunze dispuse în pseudoverticil la nodurile tulpinii.

Ordinul Equisetales include reprezentaţi actuali şi extincţi, cum era *Calamites* (C-P, Text-fig. 17.16a), cu măduvă la noduri, internodurile fiind goale ca şi *Equisetum*-ul actual. Frunzele sale erau verticilate şi au fost descrise la forma-genuri foliare, precum *Annularia* (C-P, Text-fig. 17.16b) sau *Asterophyllites* (C-P). Structurile de reproducere ale lui *Calamites*, cum este *Calamostachys* (C-P, Text-fig. 17.16c), au sporangi grupaţi la sporangiofori, care se conectează verticilat la axul conului. În Mesozoic au apărut genuri precum *Schizoneura* (T-J) şi respectiv *Equisetum* (T-Actual).

Ordinul Sphenophyllales grupează sfenopside strict paleozoice, extincte. Sfenofilalele au frunzele verticilate multinerve, cu nervaţiune divizată dihotomic, forma frunzei fiind triunghiulară sau deltoidală, cu vârful foarte variat morfologic, descrise la forma-genul foliar *Sphenophyllum* (C-P, Text-fig. 17.16d). Conurile de *Sphenophyllum* au fost descrise la diverse forma-genuri, cum este cazul lui *Bowmanites* (C_3- P_1). *Bowmanites* avea sporofile pe care se găseau mai mulţi sporangi, situaţi pe faţa adaxială sau superioară.

BCU "LUCIAN BLAGA" LIBRARY

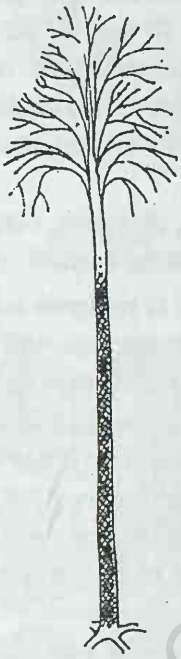


Text-fig. 17.18.
Asteroxylon (D_3)

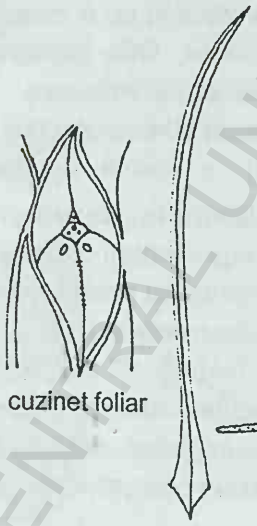
Text-fig. 17.17.
Baragwanatia (S_3)

Clasa Lycopsida

Licopsidele actuale sunt plante ierbacee, târâtoare sau repente, cu frunze solzoase uninerve, câteodată cu o structură vasculară specializată ce poartă numele de ligulă. Conurile pot să fie izosporeice ca la *Lycopodium* sau pot fi heterosporeice ca la *Selaginella*. Sunt plante cu tulpină subpământeană, ramificate dihotomic, importante din punct de vedre carbogenerator, mai ales

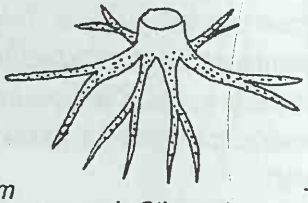


a. *Lepidodendron*,
plantă întreagă
(C_3-P_1)

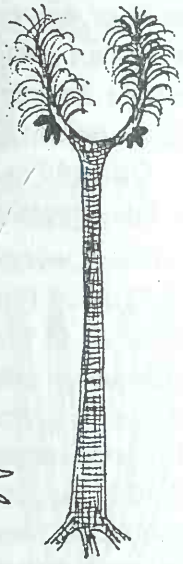


b. *Lepidophyllum*
(C_3-P_1)

c. *Lepidostrobus*
(C_3-P_1)



d. *Stigmaria*
(C_3-P_1)



Text-fig.17.20
Sigillaria,
plantă întreagă
(C_3-P_1)

Text-fig. 17.19. *Lepidodendron* (C_3-P_1) şi organele sale.

genurile şi speciile Carboniferului târziu. Clasa include următoarele ordine (Taylor & Taylor, 1993): Drepanophycales (D), Protolepidodendrales (D-C_1), Lepidodendrales (D-P), Pleuromeiales (T-K), Lycopodiales (C_2-Actual),

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Selaginellales (C_2-Actual) şi Isoetales (K-Actual). În timp geologic, licopsidele au înregistrat o mare diversitate, mai ales în timpul Paleozoicului târziu, când au atins talii de mari dimensiuni, de până la 40 metri înălţime şi au contribuit activ la formarea marilor zăcăminte de cărbuni.

Primele licopside, aparţinând Ordinului Drepanophycales, au fost de vârstă siluriană, ierbacee, cum este cazul lui *Baragwanathia* (S_3, Text-fig. 17.17), o plantă cu frunze filiforme şi uninerve, una dintre primele traheofite, contemporane cu *Cooksonia*, cu sporangi globuloşi, situaţi în axila frunzelor. Un drepanofical devonian a fost însă *Drepanophycus spinaeformis* (D_1), cu tulpini simpodiale, acoperite cu spini. Un alt exemplu de drepanofical devonian este *Asteroxylon* (D_3, Text-fig. 17.18), o plantă cu frunze solzoase, dispuse spiralat şi sporangi lenticulari, cu dehiscenţă laterală. Cilindrul central era de tip actinostelic. Protolepidodendralele dobândiseră deja frunze bine individualizate, bifide, cu sporangi retroverşi, ca la genul *Estinnophyton* (D).

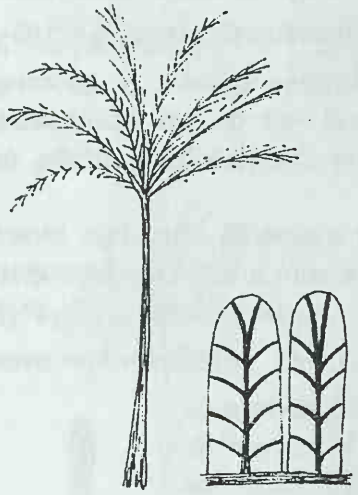
Ordinul Lepidodendrales este un ordin prin excelenţă Paleozoic târziu, incluzând licopside gigantice, carbogeneratoare, aşa cum a fost *Lepidodendron* (C_3-P_1, Text-fig. 17.19a), *Sigillaria* (C_3-P_1), *Lepidophloios* (C_3-P_1), *Valmeyerodendron* (C_3-P_1), *Bumbudendron* (C_3-P_1), etc. *Lepidodendron* avea tulpina acoperită de urme foliare rombice, care poartă numele de cuzineţi foliari, asemănătoare unor solzi, de unde şi numele de "copac cu solzi". La tulpină, de-a lungul cuzineţilor foliari, se conectau frunze uninerve descrise azi sub numele de numele de *Lepidophyllum* (C_3-P_1, Text-fig. 17.19b). Conurile erau fie izosporeice, cum este genul *Lepidostrobus* (C_3-P_1, Text-fig. 17.19c) sau heterosporeice, cum este *Flemingites* (C_3-P_1). *Stigmaria* (C_3-P_1, Text-fig. 17.19d) reprezintă rizoforii sau tulpina subpământeană lui *Lepidodendron*. *Sigillaria* (Text-fig. 17.20) avea cuzineţi foliari de forma hexagonală. Atât *Lepidodendron* cât şi *Sigillaria* au o mare importanţă carbogeneratoare, în România fiind descrise de la Secu, Lupac sau Baia Nouă. Pleuromeialele, la care este inclusă şi *Pleuromeia* (T, Text-fig. 17.21), au fost licopside prin excelenţă triasice, columnare, caracteristice paleofitoprovinciilor boreale. Licopodialele, selaginelalele şi isoetalele sunt ierbacee, îşi au originea în Paleozoic, dar au avut o diversificare progresivă de-a lungul Mesozoicului şi Neozoicului.

Text-fig. 17.21
Pleuromeia (T)

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

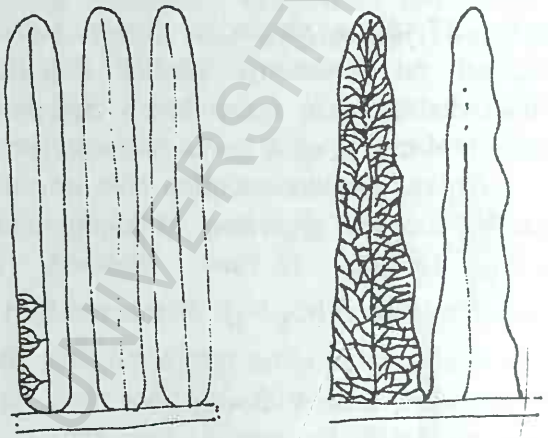
Clasa Filicopsida

Filicopsidele sau ferigile adevărate sunt plante cu frunze macrofile, de dimensiuni mari, penat sau palmat compuse, cu arhitecturi foarte variabile, peţioluri alungite, tulpini false şi structuri de reproducere cu sporangi ce conţin spori, grupaţi la rândul lor în sori sau în sinangii. Sporangii pot să aibă pereţi groşi, fixaţi şi cu un număr mare de spori la interior, cum este cazul ferigilor eusporangiate, din Ordinele Ophioglossales şi Marattiales sau pot avea pereţi subţiri, pedicelaţi, cu un număr mai redus de sporangi, cum este cazul ferigilor leptosporangiate, din



a. *Psaronius* (C-P) b. *Pecopteris* (C-P)

Text-fig. 17.22. Marattiale.



a. *Aninopteris formosa* (J_1) b. *Thaumatopteris brauniana* (J_1)

Text-fig. 17.23. Exemple de filicale.

Ordinul Filicales. Sunt plante cu rizom, ierbacee sau arborescente, cu un ciclu de viaţă în care gametofitul sau protalul este încă bine reprezentat. Filicopsidele îşi au originea în Devonianul timpuriu şi mediu, în special în cel mediu şi s-au diversificat în timpul Devonianului superior şi mai ales în Carbonifer. În timpul Carboniferului, diversitatea filicopsidelor este strâns legată de noile adaptări survenite pentru ocuparea de noi nişe ecologice, cum sunt acelea asociate arealelor umede, carbogeneratoare.

Grupele principale de filicopside includ ordinele Cladoxylales ($D\text{-}C_1$), Iridopteridales ($D_{1\text{-}2}$), Zygopteridales (D-P), Rhacophytales ($D_{1\text{-}2}$), Stauropteridales ($D\text{-}C_2$), Coenopteridales (D-P), Marattiales (C-Actual), Filicales (C-Actual), Salviniales (K-Actual) şi Marsileales (K-Actual). Filicalele reprezintă ferigi cu reprezentaţi atât primitivi cât şi moderni, este un grup foarte divers, cu

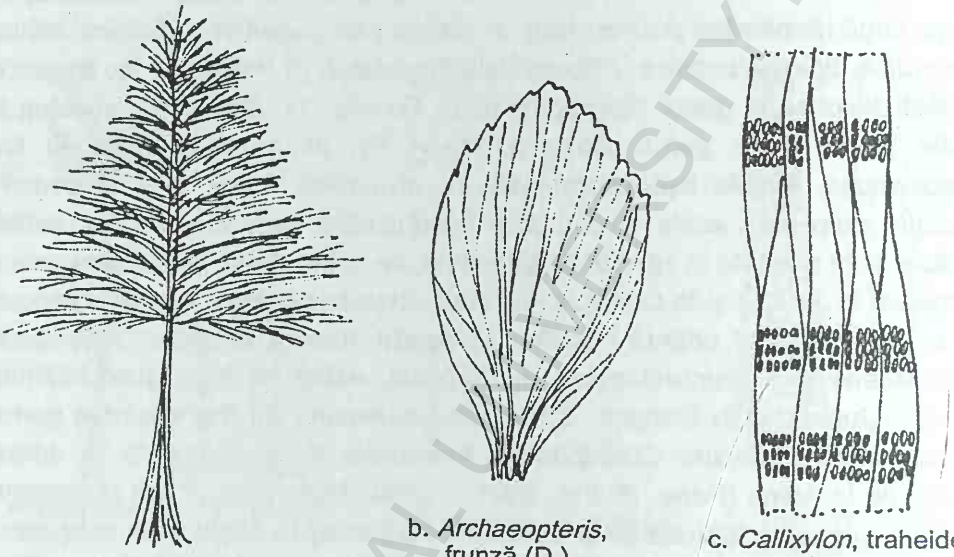
BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

familiile Anachoropteridaceae (C_2-P), Botryopteridaceae (C-P), Sermayaceae (C_2), Psalixochlaenaceae (C), Tedeleaceae (C-P), Osmundaceae (P-Actual), Gleicheniaceae (P-Actual), Schizaeaceae (J-Actual), Dicksoniaceae (J-Actual), Cyatheaceae (J-Actual), Matoniaceae (T-Actual), Loxomataceae (K-Actual), Polypodiaceae (J-Actual), Tempskyaceae (K) şi Dipteridaceae (T-Actual), după Taylor & Taylor (1993). Ordinul Marattiales include reprezentaţi paleozoici, precum *Psaronius* (C_3, Text-fig. 17.22a) sau mesozoici, precum *Marattia* (T-Actual). *Psaronius*, era o ferigă arborescentă, carbogeneratoare, ale cărei organe au fost descrise la mai multe forma – genuri. Eusporangiatele în timpul Paleozoicului au avut o largă răspândire şi diversitate, în special prin grupul Marattialelor, alături de alte ordine, tipic paleozoice. Filicopsidele în general, în Paleozoic, au frunze care au fost descrise la genul *Pecopteris* (C-P, Text-fig. 17.22b), dacă acestea erau găsite sterile şi la genul *Scolecopteris* (C-P), dacă erau fertile. În timpul Mesozoicului, ferigile leptosporangiate se diversifică foarte mult şi ocupă noi habitate, cum este acela al câmpiilor interfluviatile deschise. Astăzi, astfel de habitate sunt ocupate în special de graminee, de iarbă, dar în timpul Mesozoicului, în special în Jurasic şi în Cretacic, ele erau ocupate de ferigi. Leptosporangiatele au inclus în special ordinul Filicales, cu familii precum familiilor Dipteridaceae, Matoniaceae sau Osmundaceae. În România, astfel de ferigi sunt întâlnite în Banat în Jurasic şi în Cretacic. Dintre Osmundaceae, au fost descrise genuri şi specii comune, precum *Cladophlebis denticulata* foarte frecventă în Jurasicul inferior de la Anina (Popa, 2000a, 2001). Familia Matoniaceae are reprezentanţi actuali şi numeroşi reprezentanţi fosili, bine conservaţi la Anina, cum este cazul lui *Aninopteris formosa* (Text-fig. 17.23a) descoperită de Givulescu & Popa (1998) şi *Phlebopteris woodwardii*. Familia Dipteridaceae are şi ea reprezentanţi mesozoici numeroşi, precum *Dictyophyllum* (T-K), *Hausmannia* (T-K) şi *Thaumatopteris* (T-J), cu specia *Thaumatopteris brauniana* (Text-fig. 17.23b), un bun marker stratigrafic pentru Jurasicul inferior continental. Filicopsidele reprezintă un grup de plante cu un succes evolutiv remarcabil în timp geologic, cu o biodiversitate excepţională în Paleozoic şi Mesozoic, cu o paleoecologie foarte variată şi cu un rol carbogenerator semnificativ.

Phylum Gymnospermophyta

Gimnospermele sunt plante de obicei lemnoase, cu xilem cu traheide areolate, mult evoluat în raport cu structurile conducătoare pteridofitice, cu xilem anular, scalariform sau spiralat. Gimnospermele au structuri de reproducere ovulate şi polinifere, avându-şi originea în Devonianul târziu, atingând maximul de diversitate în timpul Mesozoicului. Inventarea ovulului şi a polenului a reprezentat

un imens pas înainte în evoluţia plantelor, grupul de origine probabil al gimnospermelor fiind trimerofitele devoniene. Ovulul gimnospermic include megasporul, nucela, integumentul şi după caz, cupula. Polenul gimnspermelor are structuri exinice complexe, precum şi morfologii foarte diverse, generând pentru unele grupe de gimnosperme evolutate tubul polinic, caracteristic unei reproduceri sexuate eficiente şi competitive. Gimnospermele au reprezentanţi actuali dominaţi de conifere şi de cicadopside, dar în timp geologic ele au inclus clase şi ordine importante, extincte, cum sunt progimnospermele, ginkgopsidele, care astăzi au



a. *Archaeopteris*, plantă întreagă (D_3)

b. *Archaeopteris*, frunză (D_3)

c. *Callixylon*, traheide areolate, (D_3)

Text-fig. 17.24. *Archaeopteris*, (D_3).

un singur reprezentant şi pteridospermele sau ferigile cu sămânţă. În Mesozoic, clase precum Ginkgopsida, Cycadopsida şi Coniferopsida au avut un maxim de diversitate, Mesozoicul fiind cunoscut şi sub numele de "era gimnospermelor".

Clasa Progimnospermopsida

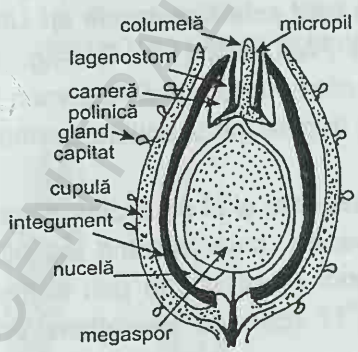
Primele gimnosperme, bazale, cele mai primitive, sunt cele grupate la Clasa Progymnospermopsida, o clasă extinctă, tipică Devonianului târziu, cu două ordine: Archaeopteridales şi Aneurophytales. Progimnospermele au lemne cu traheide areolate, dar reproducere prin prepolen, foarte asămănator sporilor, generat în sporangi tipici şi frunze asemănătoare cu frunzele ferigilor. Un exemplu

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

este *Archaeopteris macillenta* (D_{2-3}, Text-fig. 17.24a), care a fost iniţial descris ca fiind o ferigă, dar în 1960, Charles Beck a demonstrat legătura dintre frunzele de tip *Archaeopteris* (Text-fig. 17.24b) şi lemnul gimnospermic, cu traheide areolate, descris sub numele de *Callixylon* (Text-fig. 17.24c). În felul acesta, Beck a găsit veriga de legătură dintre pteridofite şi gimnosperme.

Clasa Pteridospermopsida

Ferigile cu sămânţă reprezintă un grup de gimnosperme enigmatice, care îmbină caractere paradoxale precum foliajul de tip pteridofitic şi structuri de reproducere foarte evoluate, caracterizate de existenţa unei frunze modificate asemănătoare carpelei de la angiosperme, care poartă numele de cupulă. Structurile cupulate sunt structuri complexe care învelesc ovulul şi permit o mai bună polenizare. Dintre ordinele importante paleozoice de pteridosperme sunt Ordinele Medullosales (C-P), Calamopityales (C_1), Buteoxylonales (C_1), Callistohytales (C_2), Lyginopteridales (C-P), Glossopteridales (P-T), Peltaspermales (P-T), Caytoniales (T-K) şi Corystospermales (T), după Taylor & Taylor (1993), la care se adaugă Hydraspermales (C). Ordine de tranziţie, paleomesozoice, sunt ordinele Peltaspermales şi Glossopteridales, iar ordine mesozoice propriu–zise sunt ordinele Corystospermales şi Caytoniales. Pteridospermopsidele reprezintă una din suşele angiospermelor bazale, precum *Archaefructus liaoningensis* (J_3?-K_1), acestea prezentând caractere pronunţate de pteridosperme. Frunzele



Text-fig. 17.25. *Lyginopteris* (*Lagenostoma*), C_3.

pteridospermelor sunt foarte asemănătoare cu cele ale ferigilor, însă cu cuticule lor sunt mai groase şi mezofilul mai pronunţat.

Lyginopteris (C_3), din Ordinul Lyginopteridales, avea o tulpină asemănătoare cu a unei liane, cu un cilindru central cu măduvă şi cu un cortex gros, cu sclerenchim în formă de reţea, cu rol mecanic de susţinere, ce poartă

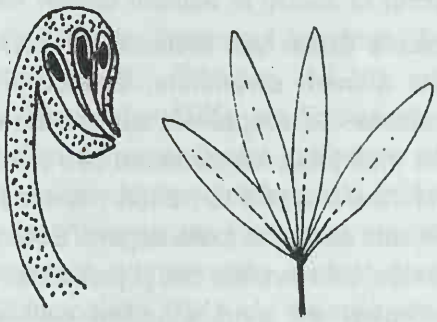
BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

numele de "sparganum". Frunzele erau de tip *Sphenopteris*, în timp ce structurile ovulate numite *Lagenostoma* (C_3, Text-fig. 17.25) aveau o nucelă groasă, cu o cameră polinică de formă conică, cu columelă şi cu lagenostom. Integumentul era subţire, cu un micropil larg. *Medullosa* (C_3), din Ordinul Medullosales, era o plantă arborescentă, cu frunze de dimensiuni foarte mari, penat compuse, cu foliaj ce a fost descris la genul *Aiethopteris* (C-P) şi ovule ce au fost atribuite genului *Trigonocarpus* (C_2), structuri ce se ataşau pe suprafaţa inferioară, abaxială, a frunzelor penat compuse. Structurile polinifere, cum este *Dolerotheca* (C_2), aveau sporangi alungiţi, conectaţi longitudinal.

Ordinul Peltaspermales avea reprezentaţi numeroşi, precum *Autunia* (C_3-P_1), *Rhachyphyllum* (C_3-P_1), *Lodevia* (C_3-P_1) sau *Lepidopteris* (T_3), ultimul caracteristic Triasicului târziu, cu structuri ovulate de tipul *Peltaspermum* (T_3) şi polinifere de tipul *Antevsia* (T_3). Ordinul Glossopteridales este un grup tipic gondwanic, paleo–mesozoic. Ordinul Caytoniales a fost considerat un grup evoluat, ca una dintre suşele posibile ale angiospermelor, dar structurile lor sunt de tip gimnospermic, cu structuri ovulate de tip *Caytonia* (T-K, Text-fig. 17.26a), frunze de tip *Sagenopteris* (T-K, Text-fig. 17.26b) şi seminţe de tip *Amphorispermum* (T-K). Ordinul Corystospermales, cu pteridosperme evoluate, de vârstă triasică, jurasică şi cretacică, sunt bune indicatoare paleogegrafice gondwanice, cum este cazul lui *Dicroidium* (T-J, Text-fig. 17.27a), cu structuri de reproducere interesante, cum sunt cele femele, de tip *Umkomasia* (T-J, Text-fig. 17.27b) sau mascule, de tip *Pteruchus* (T-J, Text-fig. 17.27c). O floră foarte interesantă a fost descrisă de către Anderson & Anderson (1983) din Formaţiunea de Molteno, din Africa de Sud, în care genul coristospermal *Dicroidium* este foarte bine reprezentat.

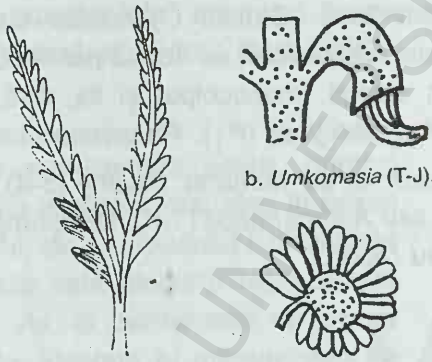
Ordinul Glossopteridales este şi el un ordin deosebit de important pentru domeniile continentale gondwanice, caracterizând paleofitogeografia australă în mod ideal. Glosopteridalele sunt reprezentate prin forma-genuri foliare precum *Glossopteris* (C_3-P, Text-fig. 17.28a), cu nervaţiune anastomozată şi contur alungit, în formă de limbă, de unde şi numele de "*Glossopteris*", *Gangamopteris* (C_3-P, Text-fig. 17.28b), fără nervură principală, rădăcini de tip *Vertebraria* (C_3-P), tulpini de tip *Araucarioxylon* şi structuri de reproducere flamboyante, cum sunt *Scutum*, *Ottokaria* (Text-fig.17.28c), *Lidgettonia, Denkania*, (structuri ovulate) sau *Eretmonia* (Text-fig. 17.28c) şi *Arberiella* (structuri polinifere). White (1998) a publicat o analiză cuprinzătoare a florelor gondwanice de-a lungul timpului geologic.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



a. *Caytonia* (T-K) b. *Sagenoperis* (T-K)

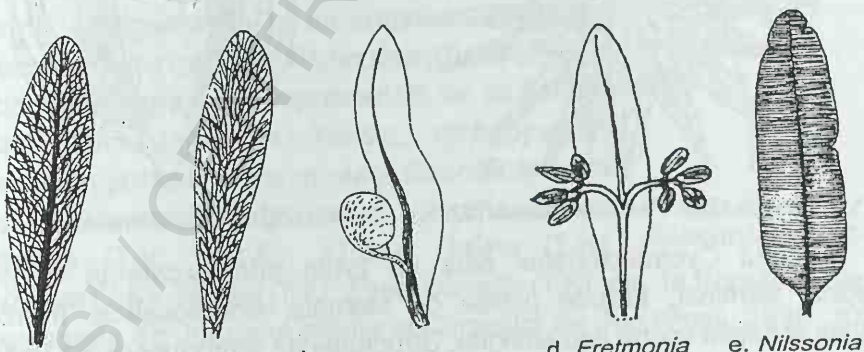
Text-fig. 17.26. Exemple de caytoniale.



b. *Umkomasia* (T-J).

a. *Dicroidium* (T-J). c. *Pteruchus* (T-J).

Text-fig. 17.27. Exemple de corystospermale.



a. *Glossopteris* (C_3-P)

b. *Gangamopteris* (C_3-P)

c. *Ottokaria* (C_3-P)

d. *Eretmonia* (C_3-P)

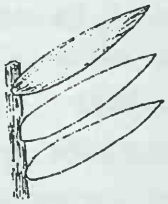
e. *Nilssonia* (T-K)

Text-fig. 17.28. Exemple de glossopteridale (a-d) și de cycadale (e).

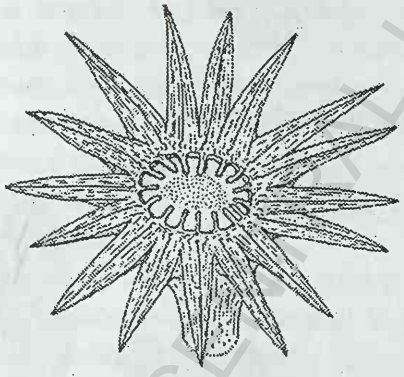
BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Clasa Cycadopsida

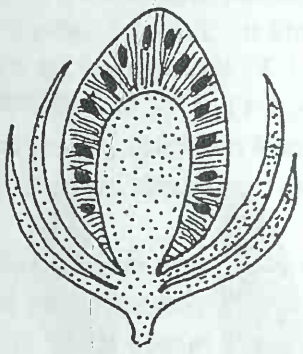
Cicadopsidele sunt plante dioice sau monoice, cu reprezentanţi actuali, care în timp geologic au avut o mare diversitate, avându-şi probabil originea printre pteridospermele paleozoice. Cicadopsidele sunt plante cu frunze penat compuse, macrofile, cu tulpini cu mult ţesut fundamental sau parenchim, de formă rotundă sau cilindrică, frunzele inserându-se la partea superioară a tulpinii, lăsând urme foliare care acoperă în cele din urmă toată tulpina. Structurile de reproducere sunt de tip con, atât ovulate cât şi polinifere, deşi în timp geologic unii reprezentaţi au avut structuri de reproducere asociate cu macrofile. Polenul cycadopsidelor este alungit, monocolpat. Includ două ordine: Ordinul Cycadales cu reprezentanţi actuali şi Ordinul Cycadeoidales sau Bennettitales, cu reprezentanţi exclusiv fosili. Ordinul Cycadales cuprinde plante dioice, cu stomate haplocelice, cu frunze penat compuse, lung peţiolate, cu polen alungit, monocolpat şi lis, fără ornamentaţie. Primii lor reprezentaţi au fost *Archaeocycas* (P_1), *Phasmatocycas* (P_1), sau *Lesleya* (P_1). Reprezentaţii lor mesozoici au numărat *Beania* (J-K), *Nilssonia* (T-K, Text-fig. 17.28e), *Ctenis* (T-K) sau *Androstrobus* (T-K), iar exemple de reprezentaţi actuali sunt *Cycas*, *Zamia* sau *Dioon*.



Text-fig. 17.29. *Zamites* (T-K).



Text-fig.17.30. *Weltrichia givulescui* (J_3).



Text-fig. 17.31. *Williamsonia* (T-K).

Ordinul Cycadeoiodales este un ordin prin excelenţă extinct către Cretacicul terminal, include plante cu stomate sindetocelice, frunze penat compuse şi tulpini scurte sau alungite, Structurile de reproducere ale benetitalelor sunt structuri remarcabile, atât cele polinifere cât şi ovulifere, unisexuate sau hermafrodite, cu simetrie radiară, prezentând o convergenţă morfologică evidentă cu floarea angiospermelor. Deşi au inovat structuri şi strategii reproductive atât de avansate pentru standardele gimnospermelor, benetitatele nu au atins nivelul de

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

angiospermie, seminţele lor nefiind închise în frunct. În urma acestei specializări extreme, benetitalele au dispărut în Cretacicul terminal. Exemple de frunze de cicadeoidale sunt *Zamites* (T-K, Text-fig. 17.29), *Pseudoctenis* (T-K), *Sphenozamites* (T-K) sau *Otozamites* (T-K), iar *Bucklandia* (J-K) sunt cortexuri. *Weltrichia* (T-K) sunt structuri de reproducere polinifere unisexuate, cum este cazul lui *Weltrichia givulescui* din Jurasicul inferior de la Anina (Text-fig. 17.30), descrisă de Popa (2001), iar *Williamsonia* (T-K) sunt structuri ovulifere (Text-fig. 17.31). Structuri de reproducere hermafrodite au fost descrise sub numele de *Cycadeoidea* (K) sau *Williamsoniella* (T-K). Un exemplu de benetital reconstituit ca plantă întreagă este *Williamsonia sewardiana* (cu sinonimul său junior, *Bucklandia indica*), din Jurasicul din India, tulpinile sale fiind descrise sub numele de *Bucklandia indica* şi frunzele ca *Ptilophyllum cutchense*. În România, cicadopsidele sunt bine reprezentate, mai ales în depozite jurasice, dar şi cretacice (Popa & Van Konijnenburg - Van Cittert, 2006).

Clasa Ginkgopsida

Ginkgopsidele sunt slab reprezentate astăzi, printr-o singură specie, dar în timp geologic, mai ales în timpul Jurasicului şi al Cretacicului, ele au prezentat o diversitate remarcabilă. *Ginkgo biloba* este singurul reprezentant actual, o veritabilă fosilă vie. *G. biloba* este un arbore dioic, cu frunze deltoidale, inserate în mănunchi la un brahiblast, stomate de tip halpocelic, cu structuri de reproducere ovulate pedicelate, cu câte două ovule cărnoase per structură. Structurile polinifere sunt amentiforme. Ginkgopsidele îşi au originea în Permian, prin reprezentaţi siguri precum *Trichopitys* (P), cu structuri reproducătoare filiforme, dar reprezentaţii lor carboniferi însă sunt discutabili. Din Triasic, ginkgopsidele înregistrează un puternic avânt evolutiv, diversificându-se exploziv. În Mesozoic, ele includ genuri precum *Sphenobaiera* (T-K, Text-fig. 17.32), *Baiera* (T-K), *Eretmophyllum* (T-K), *Torellia* (T-K), *Pseudotorellia* (T-K), etc. În România, ele sunt bine documentate din Jurasicul inferior al Carpaţilor de Sud (Popa, 1998, 2000a).

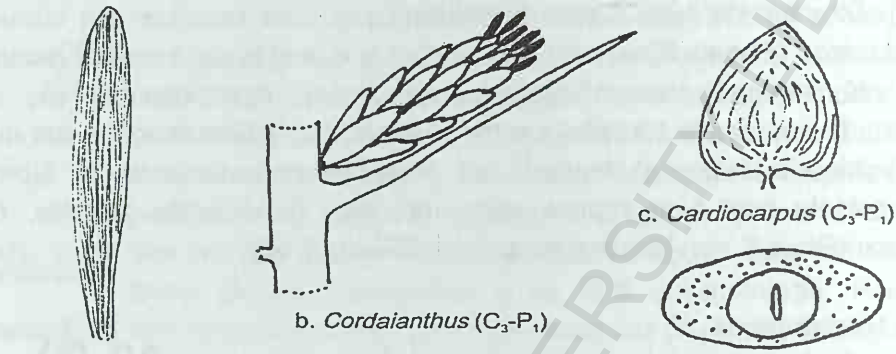
Text-fig. 17.32. *Sphenobaiera* (T-K).

Clasa Coniferopsida

Coniferele sunt astăzi plante lemnoase, arbori sau arbuşti, cu structuri de reproducere de tip con, de unde şi numele de conifere, adică purtătoare de conuri.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Frunzele de obicei sunt aciculare, late sau solzoase, aceoperite cu ceară. Conurile sunt unisexuate, polinifere îi ovulifere, polenul fiind de obicei bisacat, cu saci aerieni. Structura de bază a unui con ovulat de conifer este aşa numitul "complex bractee-solz" se subintinde ovulele, respectiv seminţele. Complexul bractee-solz a fost studiat sub aspect filogenetic de către Rudolf Florin (1951), unul dintre cei mai importanţi paleobotanişti europeni. Coniferele îşi au originea în Paleozoicul



Text-fig. 17.33. *Cordaites* (C_3-P_1) si organele sale.

târziu, o dată cu cel mai primitiv ordin al lor, Ordinul Cordaitales. *Cordaites* (C_3-P_1, Text-fig. 17.33a) era un conifer cu frunza lată, nervaţiune paralelă, descrise la forma genul foliar *Cordaites* şi conuri foarte simple, primitive, descrise la genul *Cordaianthus* (C_3-P_1, Text-fig. 17.33b), seminţe la genul *Cardiocarpus* (C_3-P_1, Text-fig. 17.33c) polen monosacat, de tipul lui *Florinites* (C_3-P_1,Text-fig. 17.33d). Un ordin de trecere între Cordaitales şi Coniferales este Ordinul Voltziales, cu conifere de vârstă carboniferă şi permiană, cum este *Walchia* (C_3-P), *Ernestiodendron* (C_3-P) sau triasică, precum *Voltzia heterophylla* (T). Coniferele moderne, cu reprezentanţi actuali, sunt grupate la Ordinele Coniferales şi Taxales, ultimul fiind reprezentat prin conifere speciale, cu structuri ovulate arilate, cu aril, cum este *Taxus* (Ng-Actual). Coniferalele îşi au originea în Jurasic, o dată cu apariţia unor familii moderne importante, unele dintre ele extincte. Ele au fost reprezentate prin familii importante, precum Cheirolepidiaceae, Cephalotaxaceae, Pinaceae, Podocarpaceae şi Cupressaceae. În timpul Mesozoicului, coniferele erau deja mult diversificate, multe dintre ele cu un caracter carbogenerator pronunţat.

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Clasa Gnetopsida

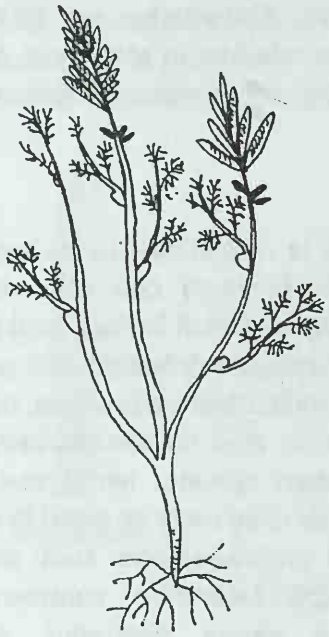
Este grupul cel mai evoluat de gimnosperme actuale este acela al gnetopsidelor, fiind plante caracterizate de existenţa unui periant primitiv în jurul structurilor ovulate. Includ ordinele Gnetales, cu *Gnetum*, Ephedrales cu *Ephedra* şi Welwitschiales, cu *Welwitschia*. Gnetalele îşi au originea în Mesozoic, dar s-au dezvoltat în Terţiar, interval de timp în care au avut o diversitate mai ridicată decât astăzi.

Phylum Angiospermophyta

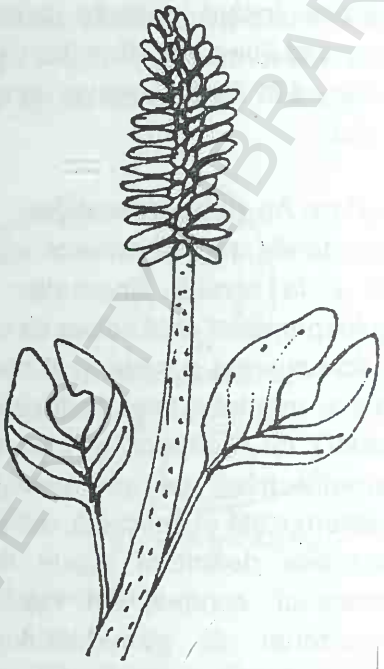
Caracterele angiospermelor implică inovaţii atât la nivelul structurilor vegetative cât şi la nivelul structurilor de reproducere. Definiţia cea mai simplă a angiospermelor este aceea de a fi plante cu sămânţa închisă în fruct, însă plantele cu flori cuprind o serie mult mai complexă de caractere definitorii. Din punct de vedere vegetativ, angiospermele posedă vase conducătoare adevărate, numite şi "trahei", cu o capacitate crescută de conducere a apei cu săruri minerale, de diametre mari, cu ornamentaţii diverse şi tuburi ciuruite, nervaţiune foliară anastomozată şi deschisă, astfel încât nervurile de ultim ordin se pierd în mezofil. Caractere definitorii legate de reproducerea angiospermică sunt existenţa periantului, compus din sepale şi petale, dubla fecundare, caracterul total subordonat al gametofitului, complexitatea exinei polenului, stamine individualizate, apariţia carpelelor ce constituie ovarul devenit fruct după fecundare şi existenţa cotiledoanelor. Angiospermele se împart în două clase, Clasa Monocotyledonatae şi Clasa Dicotyledonatae, cu diferenţe subtile, legate în primul rând de ontogenia cotiledoanelor şi a embrionului în general.

Dintre cercetătorii proeminenţi care s-au ocupat de paleobotanica angiospermelor bazale pot fi citaţi David L. Dilcher, Peter Crane şi Else-Marie Friis. David L. Dilcher a activat în mod deosebit în domeniul angiospermelor bazale, cu rezultate spectaculoase legate de Jurasicul terminal din China, Cretacicul din Statele Unite, America de Sud, cât şi terţiarul din America de Nord. Originea angiospermelor a fost un subiect mult discutat în comunitatea ştiinţifică, fiind numit de către Charles Darwin (1859) drept „abominabilul secret". Chiar şi astăzi este greu de explicat originea florii în complexitatea ei structurală, cu periant, androceu şi gineceu. Cel mai simplu, bazal angiosperm este considerat a fi *Archaefructus liaoningensis* (J_3-K_1, Text-fig. 17.34), de vârstă Jurasic tîrzie sau Cretacic timpurie, descris de către David Dilcher şi Sun Ge din China de Vest, din provincia Liaoning. *Archaefructus* are caractere bazale, foarte primitive, cum este cazul carpelelor incomplete, asemănătoare cupulelor de la pteridosperme, *Archaefructus* fiind o planta acvatică. Pe de altă parte, *A. liaoningensis* are polen

de tip angiospermic şi un periant foarte primitiv, incomplet dezvoltat. Cormul său era diferenţiat ca o adaptare la mediul acvatic (Sun et al, 1998, 2002a, b).



Text-fig. 17.34. *Archaefructus liaoningensis* (J_3-K). Desenat după Sun et al. (1998).



Text-fig. 17.35. *Archaeanthus linnenbergeri* (K). Desenat după Dilcher & Crane (1984)

Angiosperme cretacice aparţinând Ordinului Magnoliales sunt *Prisca reynoldsii* (K_2), descrisă de Retallack & Dilcher (1981), *Archaeanthus linnenbergeri* (K_{1-2}, Text-fig. 17.35), descrisă de Dilcher & Crane (1984), *Lesqueria elocata* (K_1), descrisă de Crane & Dilcher (1984). Dintre Piperales, Familia Chlorantaceae, au fost descrise *Chloranthistemon* (K_2), iar dintre Hamamelidales, *Caloda delevoryana* (K_{1-2}).

În timpul Cretacicului târziu, angiospermele s-au diversificat exploziv, pentru ca în Terţiar să devină plante dominante pe toată planeta. Astăzi ele domină lumea vegetală în proporţie de peste 90%, având şi o mare importanţă economică, considerând lemnul produs de acestea. Originea angiospermelor este polifiletică, având cel puţin două suşe majore: pteridospermele şi cicadeoidalele mesozoice. Angiosperme terţiare din România sunt studiate de către Prof. Dr. Răzvan Givulescu, membru de onoare al Academiei Române, Prof. Dr. Iustinian Petrescu, de la Universitatea Babeş-Bolyai din Cluj-Napoca şi de către Prof. Dr. Nicolae Ţicleanu, de la Universitatea din Bucureşti.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XVIII. Paleozoologie

Margulis & Schwartz (1988) au inclus în noua lor clasificare la Regnul Protoctista protozoarele (unicelularele) animale şi la Regnul Animalia, metazoarele (pluricelularele) animale. Dintre Protoctiste, vor fi discutate aici numai radiolarii şi foraminiferele, iar dintre metazoare vor fi discutate în special grupele cu importanţă paleontologică. Distribuţia stratigrafică a faunelor şi evoluţia lor în timp geologic este abordată şi în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică. Lucrări de paleozoolgie în limba română sunt publicate de către Nistor-Hanganu et al. (1982, 1983), Neagu et al. (2002, 2003a, b), Neagu (1979, 1989) şi Neagu & Dragomir (1982). Conservarea materialului fosil paleozoologic este asemănătoare cu cea a materialului fosil vegetal, desris la Capitolul al XVII-lea, survenind în aceleaşi condiţii dictate de transport, îngropare şi diageneză.

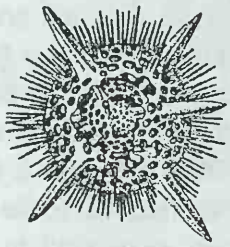
Regnum Protoctista
Phylum Actinopoda

Cuprinde radiolari, protozoare marine unicelulare, planctonice, cu axopode, incluzând clasele Acantharia, Heliozoa, Phaeodarea şi Polycystinea, ultima cu ordinele Spumellaria şi Nasselaria, cu importanţă paleontologică (Neagu et al., 2002). Unele grupe posedă schelet silicios, ce se conservă uşor în stare fosilă, cum este cazul radiolarilor policistini şi feodari. Radiolarii includ zooxantele, cu care trăiesc în simbioză. Ca exemple, dintre spumelari pot fi citaţi *Parentactinia* (T), *Hexacontium* (Pg_2-Actual, Text-fig. 18.1a) şi *Cenosphaera* (T-Actual), iar dintre naselari, genurile *Hozmadia* (T) şi *Dictyomitra* (J-K, Text-fig. 18.1b). Radiolarii, prin acumularea scheletelor silicioase pe fundul bazinelor oceanice, formează roci silicioase ce poartă numele de radiolarite. La rândul lor prin transformare (diageneză), radiolaritele produc jaspuri.

Phylum Granoreticulosa

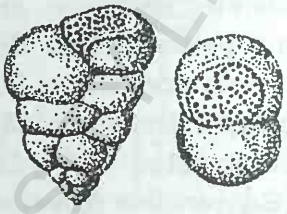
Cuprinde protozoare cu reticulopode, ce se împart în Clasele Reticulomixida şi Foraminiferida, ultima cu importanţă paleontologică (Neagu et al. 2002). Foraminiferele sunt protozoare cu schelet sau test calcaros, porţelanos, microcristalin, granular, hialin sau aglutinant, cu reticulopode ce ies din acest test prin apertură sau prin pori, planctonice sau fixate de substrat. Sunt tipic marine şi oceanice. Testul este foarte variat ca morfologie, cu loje sau căsuţe de locuire

dispuse spiral, concentric, miliolin (agatisteg), seriat, biseriat sau triseriat. Sunt organisme care au o mare importanţă paleozoologică, deoarece se conservă uşor în stare fosilă, se dispersează pe mari suprafeţe marine, având în vedere dimensiunile lor şi au dat specii cu range-uri foarte scurte în timp geologic, astfel încât sunt candidaţii ideali pentru fosile marker perfecte pentru domeniile marine. Ca exemple, pot fi citate *Textularia* (C-Actual), *Tritaxia* (K-Actual), *Andersenia* (K_1, Text-fig18.1.c), *Orbitolina* (K, Text-fig. 18.1d) şi *Globigerina* (Pg_2-Actual, Text-fig.



a. *Hexacontium* (Pg_2-Actual)

b. *Dictyomitra* (J-K)

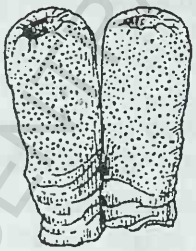


c. *Andersenia* (K_1)

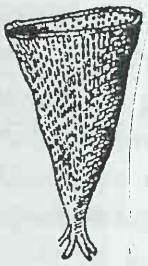
d. *Orbitolina* (K)

e. *Globigerina* (Pg_2-Actual)

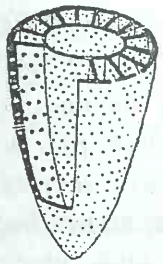
f. Schema unui ascon.



g. *Cylindrophyma* (J_3)



h. *Ventriculites* (K_2)



i. *Ajacicyathus* (Cb)

Text-fig. 18.1. Exemple de protozoare, spongieri şi incertae sedis. a-e: din Neagu & Dragomir (1982), f-i: Nistor-Hanganu et al. (1983).

18.1e). Foraminiferele mesozoice din România sunt studiate de către Prof. Dr. Doc. Theodor Neagu, membru al Academiei Române, Universitatea din Bucureşti

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

şi Dr. Gheorghe Popescu, de la Institutul Geologic al României.

Metazoarele sau organismele pluricelulare îşi au originea în Proterozoic, printre primele fosile din acest grup numărându-se faunele ediacariene, de vârstă vendiană. Dintre ele vor fi discutate în acest capitol încrengăturile cu importanţă paleontologică, stratigrafică sau evolutivă. Se împart în Subdiviziunea Parazoa, cu metazoare slab dezvoltate, incluzând spongieri şi placozoare şi Subdiviziunea Eumetazoa, de metazoare bine individualizate. Eumetazoarele se împart în protostomieni, cu gastrulaţie spirală şi orificiu bucal derivat ontogenetic din blastopor şi în deuterostomieni, cu gastrulaţie radială, clivaj nedeterminat. mesoderm şi celom dezvoltat ontogenetic din pungile enterocelice ale intestinului primitiv şi orificiu bucal derivat dintr-o zonă departată de blastopor. Protostomienii includ celenteratele, ctenoforele, viermii nesegmentaţi ce includ platelminţii, nematodele şi nemerţienii, apoi rotiferele, moluştele, cu bivalve, gastropode şi cefalopode, artropodele, cu trilobiţi, uniramii, crustacei şi chelicerate, lofoforate şi brachiopode. Deuterostomienii includ echinodermele, hemicordatele, cordatele şi vertebratele, ultimele cu agnate şi gnatostomate.

Regnum Animalia

Phylum Porifera

Poriferele cuprind bureţii, organisme marine sau de apă dulce, fixaţi de substrat, cu corpul constituit din ţesuturi formate din celule cu guleraş, flagelate, ce poartă numele de coanocite. Corpul spongierilor are o cavitate centrală sau atrium, ce se deschide către exterior printr-un oscul (Text-fig. 18.1f). Ţesuturile sunt articulate de un schelet constituit din elemente microscopice ce poartă numele de spiculi sau sclere, de natură calcaroasă sau silicioasă. Spongieri mesozoici descrişi din România includ genurile *Cylindrophyma* (J_3, Text-fig. 18.1g), *Ventriculites* (K_2, Text-fig. 18.1h) sau *Cipellia* (J_3).

Phylum Archaeocyatha

Arheociatidele sunt organisme enigmatice, cu afinităţi sistematice incerte, de vârstă cambrian timpurie şi medie, marine, fixate de substrat, cu corpul împărţit în cavităţi separate de pereţi despărţitori verticali şi orizontali, poraţi. Un exemplu este *Ajacicyathus* (Cb_1, Text-fig. 18.1i).

Phylum Mollusca

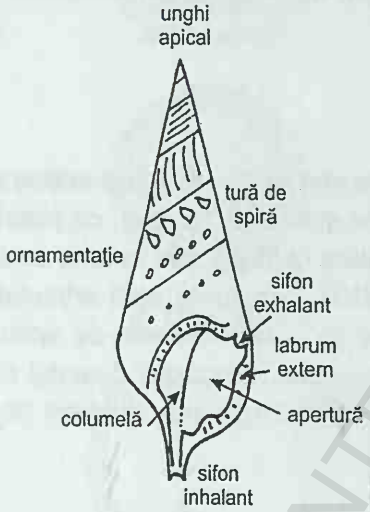
Moluştele includ nevertebrate foarte importante din punct de vedere paleontologic, aşa cum este cazul gastropodelor, bivalvelor şi cefalopodelor, foarte variate morfologic, libere, de obicei nefixate de substrat, cu excepţia unor reprezentaţi ai

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

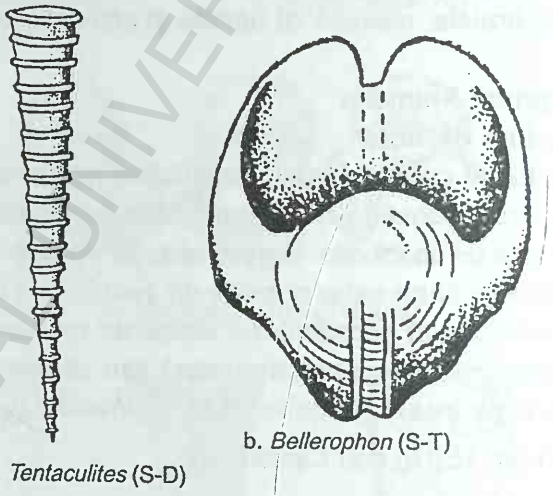
bivalvelor. Pot avea cochilie internă sau externă, larva lor este trohoforă veligeră, corpul moale incluzând mantaua, ce produce prin bioprecipitare cochilia calcaroasă.

Clasa Gastropoda

Este un grup ce include melcii sau gastropodele, cu cochilie externă, de obicei spiralată, cu un ax central ce poartă numele de columelă. Sunt animale marine sau continentale, acvatice sau terestre, pulmonate sau branhiate, cu o mare variabilitate morfologică în timp geologic. De oicei sunt organisme bentonice, mobile sau vagile, dar câţiva rari reprezentaţi au devenit pelagici. Corpul moale iese printr-o deschidere ce poartă numele de apertură, ce poate avea sau nu canale sifonale, cu îngroşări ce poartă numele de labrum sau labii. Exteriorul cochiliei este variabil colorat şi ornamentat, cu spini, tuberculi, coaste şi striuri de creştere (Text-fig. 18.2). Gastropodele includ reprezentanţi paleozoici, cum sunt



Text-fig. 18.2. Morfologia cochiliei unui gastropod.



a. *Tentaculites* (S-D)

b. *Bellerophon* (S-T)

Text-fig. 18.3. Exemple de gastropode, după Nistor-Hanganu et al. (1983)

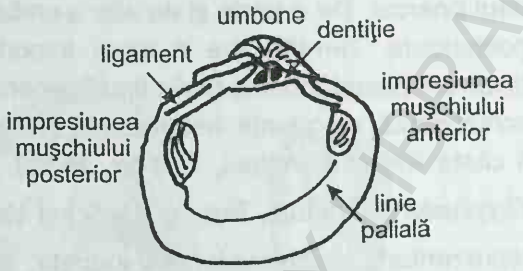
Tentaculites (S-D, Text-fig. 18.3.a), *Bellerophon* (S-T, Text-fig. 18.3b) sau mesozoici şi terţiari, cum este *Melanopsis* (K_2-Actual). Gastropodele mesozoice şi terţiare sunt studiate în România şi de către Prof. Dr. Ioana Pană, de la Universitatea din Bucureşti.

Clasa Bivalvia

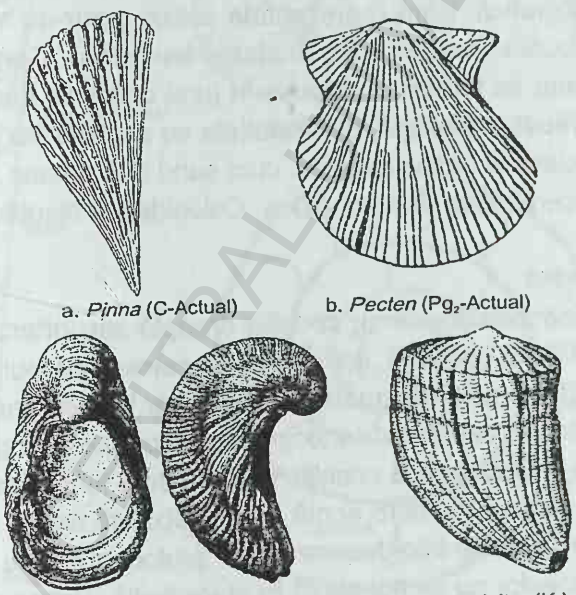
Bivalvele includ nevertebrate marine, salmastre sau dulcicole, cu cochilia constituită din două valve articulate de-a lungul planului de simetrie. Planul de

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

simetrie separă cele două valve şi cei doi lobi ai mantalei şi are poziţie dorso-ventrală. Bivalvele sunt acefale, cu masa visceralã acoperită de lobii mantalei şi de cele două valve. Între pliurile mantalei se dispune piciorul, un organ musculos aplatizat şi după caz, sifoane inhalante şi exhalante. Musculatura este reprezentată în special prin muşchii adductori, care închid valvele. Morfologia cochiliei de bivalve este foarte variată. În general, către partea anterioară, cu poziţie dorsală, se găseşte o umflătură numită umbone. Tot dorsal, se găseşte dentiţia, găzduită de aşa numita "linie cardinală", precum şi ligamentul, cu rol în articulaţie. Anterior şi posterior, la interiorul cochiliei, se găsesc, după caz, impresiunile muşchilor adductori, linia palială sau impresiunea lobilor mantalei şi



Text-fig.18.4. Morfologia unui bivalv, vedere internă.



Text-fig. 18.5. Exemple de bivalve. a, b, d: din Nistor-Hanganu et al. (1983), c: Cox et al. (1962).

impresiunile sifoanelor, care întrerup linia palială, în acest caz bivalvele fiind sinupaliate, spre deosebire de cele integripaliate, care nu au linia palială întreruptă. La exterior, cochilia poate să fie ornamentată prin coaste, striuri de

creştere, tuberculi, noduli sau chiar spini. Forma generală a cochiliei variază şi ea foarte mult, de la alungită, rotunjită, globuloasă, triunghiulară, etc., până la conică sau cilindrică, cu una din valve dezvoltată şi cea de a doua redusă la mărimea unui opercul. De o parte şi de alta a umbonelui pot apare aripioare, anterioare şi posterioare. Dentiţia are o mare importanţă sistematică, fiind foarte variată, bivalvele posedând mai multe tipuri generale de dentiţie: ctenodontă, actinodontă, schizodontă, disodontă, heterodontă, pahiodontă, etc. Ca exemple de bivalve, pot fi citate *Pinna* (C-Actual, Text-fig. 18.5a), *Pecten* (Pg_2-Actual, Text-fig. 18.5b) şi *Gryphaea* (J_1-Actual, Text-fig. 18.5c) şi *Vaccinites* (K_2, Text-fig. 18.5d), ultimul un reprezentant al bivalvelor pahiodonte, aberante, conservat în calcarele roşii nodulare din staţia de metrou Politehnica, din Bucureşti (Popa, 2000d). Bivalvele Jurasice din România sunt studiate şi de către Conf.Dr. Iulia Lazăr, de la Universitatea din Bucureşti.

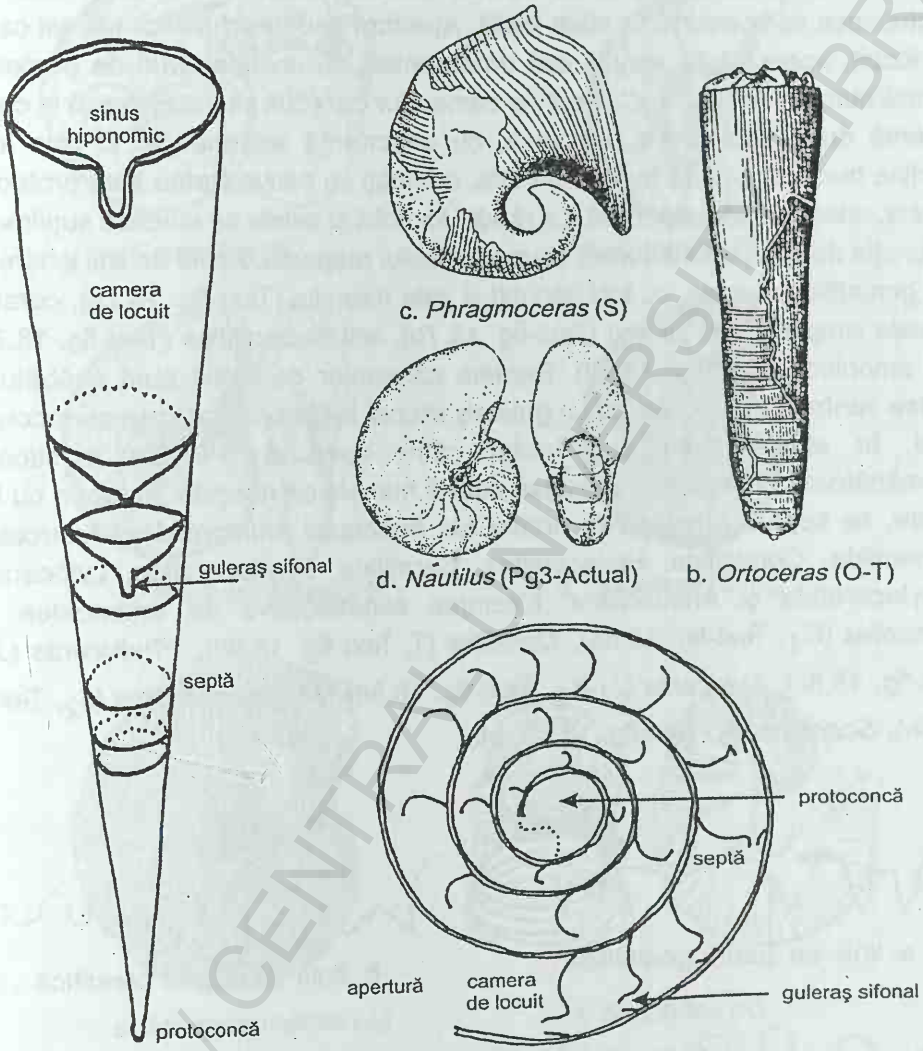
Clasa Cephalopoda

Cefalopodele includ nevertebrate marine, exo- sau endocohle, cu o mare importanţă biostratigrafică. Sunt reprezentate astăzi printr-un singură specie cu cochilie externă, *Nautilus pompilius* din Suclasa Nautiloidea. Corpul moale include hiponomul şi coroana de tentacule dispuse în jurul orificiului bucal, caracteristice cefalopodelor. În trecutul geologic, cefalopodele cu cochilie au prezentat o mare diversitate, cu subclase şi ordine extincte, cum sund Subclasele Actinoceratoidea, Bactritoidea, Endoceratoidea, Ammonoidea, Coleoidea şi Nautiloidea.

Subclasa Nautiloidea

Nautiloideele cuprind cefalopode cu cochilie dreaptă sau ortoconă, curbată sau cirtoconă şi spiralată sau giroconă, constituită din camere de louit seriate. Cochilia externă (Text-fig. 18.6a) este ornamentată la exterior în mod variat, lis, cu noduri sau cu spini. La interior, camerele de locuit sunt separate prin pereţi despărţitori numiţi septe, ce se încastrează la cochilia externă de-a lungul liniilor lobare, care la nautiloidee sunt simple. Fiercare septă este străbătută de un sifon ce prezintă un guler sau sifon orientat întotdeauna către protoconcă sau camera iniţială. Protoconca nautiloideelor nu se conservă în stare fosilă. Ultima cameră de locuit are o deschidere care poartă numele de apertură, în partea ventrală fiind străbătută de un sinus hiponomic. Genuri reprezentative sunt *Ortoceras* (O-S, Text-fig. 18.6b), *Phragmoceras* (S, Text-fig. 18.6c), *Lituites* (O_2), *Nautilus* (Pg_3-Actual, Text-fig. 18.6d) sau *Hercoglossa* (K-Pg_2). Nautiloideele sunt utile în studiile biostratigrafice referitoare la Paleozoic şi parţial la Triasic.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



a. Morfologia unui nautiloideu.

e. Morfologia unui amonoideu.

Text-fig. 18.6. Morfologia unui amonoideu şi a unui nautiloideu, exemple. După Neagu et al. (2003a), simplificat.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Subclasa Ammonoidea

Amonoideele includ cefalopode exocohle, cu cochilie giroconă, cirtoconă sau derulat-neregulată. Dimensiunile pot să varieze şi ele foarte mult, de la un centimetru la trei metri diametru (Neagu et al. 2002). Cochilia externă este foarte variat ornamentată, simplă, cu noduli, coaste, striuri de creştere sau spini. Protoconca se conservă în stare fosilă. Apertura sau deschiderea ultimei camere de locuit, poate să fie simplă sau ornamentată cu diverse tipuri de procese ce poartă numele de "cozoroc". Septele camerelor de locuit se încastrează la cochilia externă după linii lobare complexe, cu importanţă sistematică. O linie lobară conţine bucle ce poartă numele de lobi, orientaţi cu convexitatea spre protoconcă şi sele, orientate spre apertură. La rândul lor, lobii şi selele se lobează suplimentar, în funcţie de poziţia sistematică a amonoideului respectiv. Astfel de linii lobare sunt linii goniatitice, simple, cu lobi ascuţiţi şi sele rotunjite (Text-fig. 18.7a), ceratitice, cu sele simple şi lobi zimţaţi (Text-fig. 18.7b), linii filoceratitice (Text-fig. 18.7c) şi linii amonitice (Text-fig. 18.7d). Septele camerelor de locuit sunt străbătute în partea ventrală de sifoane cu un guleraş sifonal iniţial orientat spre protoconcă şi apoi, în stadiile mature, orientat către apertură. Piesele masticatorii, asemănătoare unui cioc de papagal, poartă numele de rincolite. În raport cu liniile lobare, se separă următoarele ordine ale Subclasei Ammonoidea: Anarcestida, Clymeniida, Goniatitida, Prolecanitida, Ceratitida, Phylloceratida, Lytoceratida, Ancyloceratida şi Ammonitida. Exemple semnificative de amonoidee sunt *Goniatites* (C_1, Text-fig. 18.8a), *Ceratites* (T, Text-fig. 18.8b), *Phylloceras* (J-K_1, Text-fig. 18.8c), *Lytoceras* (J_1-K_2, Text-fig. 18.8d), *Macrocephalites* (J_2, Text-fig. 18.8e), *Scaphites* (K, Text-fig. 18.8f), etc.

a. linie de sutură goniatitică

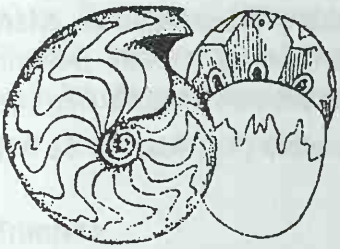
b. linie de sutură ceratitică

c. linie de sutură filoceratitică

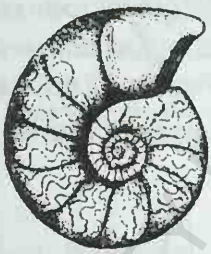
d. linie de sutură amonitică

Text-fig. 18.7. Linii de sutură la amonoidee, din Nistor-Hanganu et al. (1983).

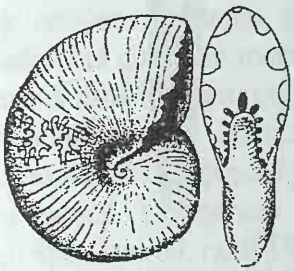
BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



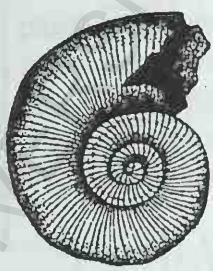
a. *Goniatites* (C_1)



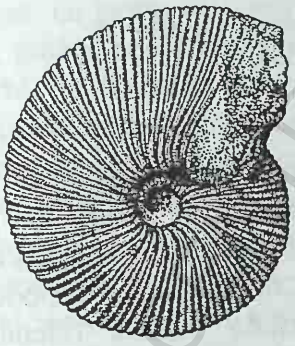
b. *Ceratites* (T)



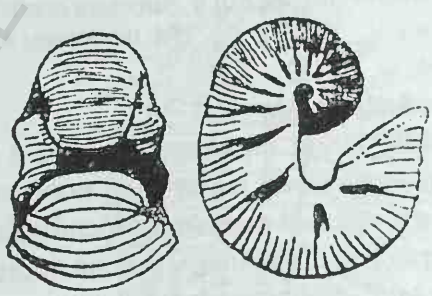
c. *Phylloceratites* (J-K_1)



d. *Lytoceras* (J_1-K_2)



e. *Macrocephalites* (J_2)



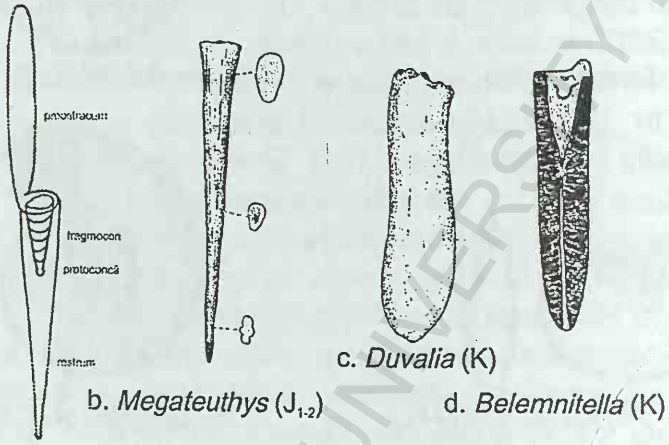
f. *Scaphites* (K)

Text-fig. 18.8. Exemple de amonoidee. a-d, f: din Nistor-Hanganu et al. (1983), e: Cox et al. (1962).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Subclasa Coleoidea

Coleoideele includ cefalopode endocohle, dibranhiate, cu trei ordine: Aulacocerida, Belemnitida şi Sepiida, ultimul cu reprezentanţi actuali. Cochilia internă a belemniţilor are formă alungită, ca de sabie, include fragmoconul, care are în vârf protoconca, rostrumul, de formă conică şi proostracumul, o lamelă fină care de obicei nu se conservă în stare fosilă (Text-fig. 18.9a). Belemniţii sunt caracteristici Jurasicului şi Cretacicului, cu genuri precum *Megateuthis* (J_{1-2}, Text-fig. 18.9b), *Duvalia* (K, Text-fig. 18.9c) şi *Belemnitella* (K_2, Text-fig. 18.9d).



b. *Megateuthys* (J_{1-2}) c. *Duvalia* (K) d. *Belemnitella* (K)

a. morfologie

Text-fig. 18.9. Structura cochiliei şi exemple de belemiţi.
b-d: din Neagu et al. (2003a).

Phylum Arthropoda

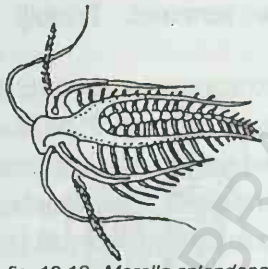
Artropodele includ organisme cu corpul segmentat sau metamerizat, articulat, acoperite de chitină, marine sau continentale, extrem de variate din punct de vedere structural şi morfologic. Încrengătura Arthropoda include Subphylumurile Onychophora, primitive, Trilobitomorpha, Chelicerata, Pycnogorida şi Mandibulata. Subphylumul Trilobitomorpha include Clasele Trilobitoidea şi Trilobita, ultima cu o mare importanţă biostratigrafică şi paleontologică. Cheliceratele includ Clasele Merostomata şi Arachnida, iar mandibulatele Clasele Crustacea, Myriapoda şi Hexapoda, ultima incluzând colembolele şi insectele (Nistor-Hanganu et al. 1983).

BCU IAŞI - OLTEANU UNIVERSITY LIBRARY

Subphylum Trilobitomorpha

Clasa Trilobitoidea

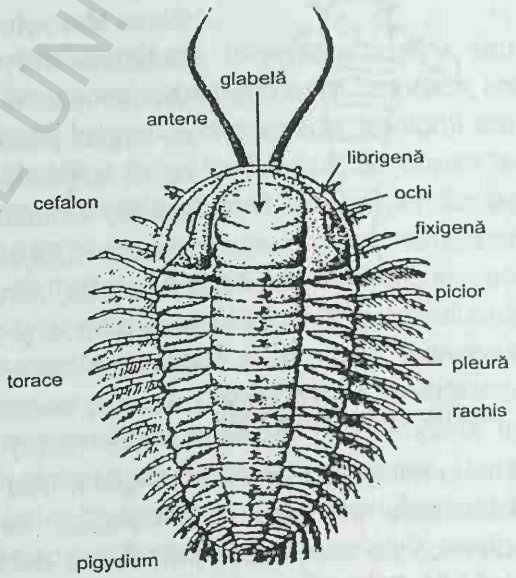
Trilobitoidele includ organisme marine, cambriene, caracteristice asociaţiilor de le Burgess Shale (Canada) şi Chengjiang (China). Au o morfologie foarte diversă, încă neclară în unele detalii, cum este cazul lui *Marella splendens* (Cb_2, Text-fig. 18.10) sau *Opabinia regalis* (Cb_2).



Text-fig. 18.10. *Marella splendens* (Cb). După Palmer (2000), simplificat.

Clasa Trilobita

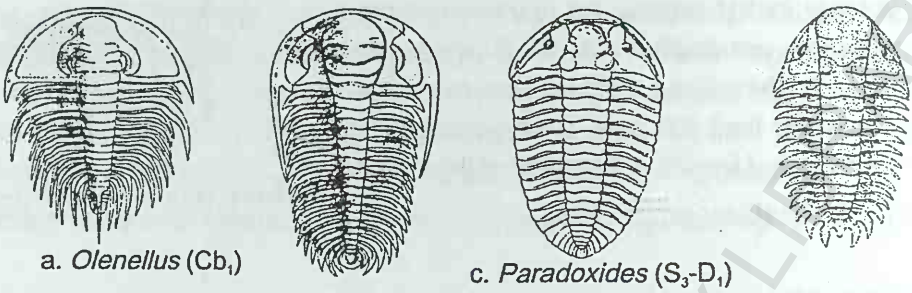
Tilobiţii includ artropode marine, exclusiv paleozoice, bentonice, de dimensiuni variabile, cu corpul metamerizat, împărţit în trei zone sau lobi, de unde şi numele de trilobiţi: cefalonul, anterior, toracele, median şi pigidiumul, posterior (Text-fig. 18.11). Cefalonul cuprinde metamere bine sudate, având pe suprafaţa dorsală o zonă centrală proeminentă, glabela, de o parte şi de alta a acesteia găsindu-se ochii şi regiunile genale. Regiunile genale cuprind librigena sau aria mobilă, pe care de obicei sunt situaţi ochii şi fixigena sau aria fixă, dinspre glabelă, separate de sutura facială. Librigenele se pot termina cu spini laterali, numiţi şi "spini genali". Ochii trilobiţilor erau compuşi, holocroali, cu multe lentile şi schizocroali, cu lentile mai putine dar mai mari. putând aparărea frecvent şi trilobiţi orbi. Pe suprafaţa ventrală se găseşte placa rostrală, hipostomul şi metastomul, hipostomul fiind o placă striată, de formă semilunară. Toracele este constituit din tergite articulate, bine separate unele de altele, legate între ele în zona centrală cu semi-inele de articulaţie. Per ansablu, tergitele toracice formeaza de-a lungul axei de simetrie rahisul, părţile laterale ale elementelor formând pleurele, terminate cu spini. În Paleozoicul timpuriu, ergitele toracelului nu permiteau înrularea în scop de apărare, această mobilitate fiind caracteristică Paleozoicului târziu. Pigidiumul are tergite bine sudate, cu pleure ce pot formă câmpuri pleurale largi şi se poate termina cu un



Text-fig. 18.11. Morfologia unui trilobit *(Triarthrus)*

BOJAN CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

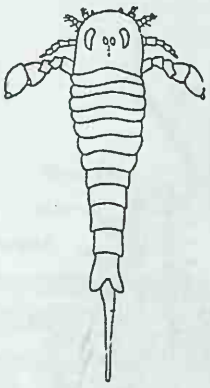
spine terminal. Trilobiţi semnificativi sunt *Olenellus* (Cb_1, Text-fig. 18.12a),



a. *Olenellus* (Cb_1) b. *Paradoxides* (Cb_2) c. *Paradoxides* (S_3-D_1) c. *Cheirurus* (O_3-D_1)

Text-fig.18.12. Exemple de trilobiţi, după Neagu et al. (2003b).

Paradoxides (Cb_2, Text-fig. 18.12b), *Calymene* (S_3-D_1, Text-fig. 18.12c) şi *Cheirurus* (O_3-D_1, Text-fig. 18.12a). O lucrare semnificativă de popularizare referitoare la Paleozoologia trilobiţilor este cea publicată de către Fortey (2000).



Text-fig.18.13. *Eurypterus* (O-C), după Nistor-Hanganu et al. (1983)

Subphylum Chelicerata
Clasa Merostomata
Subclasa Eurypterida

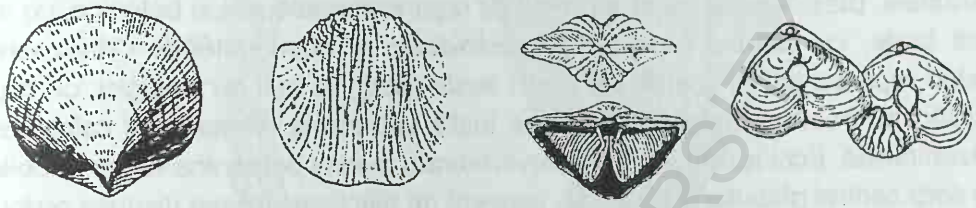
Merostomatele au o prosomă anterioară, cu chelicere pe tergitul preoral, cu 6 tergite în total, şi o opistosomă, cu 12 tergite. Sunt reprezentate astăzi printr-o singură specie, *Limulus polyphemus*, o fosilă vie. În timpul Paleozoicului însă, merostomatele au fost reprezentate în special prin euripteride sau scorpioni de mare, picnogonide şi aglaspide. Euripteridele au reprezentat prădători de top în mările şi lagunele paleozoice, fiind carnivore feroce, cum este cazul lui *Eurypterus* (O-C, Text-fig. 18.13) şi *Pterygotus* (O-D), cu dimensiuni ce puteau atinge şi 2 metri în lungime. Una dintre teoriile care încearcă să explice debarcarea pe uscat a amfibienilor devonieni se bazează şi pe presiunea puternică pe care aceşti prădători o declanşaseră în biocenozele Devonianului timpuriu. Euripteridele au fost şi primele nevertebrate care s-au aventurat pe uscat, în incursiuni scurte, limitate de capacitatea de umezire a branhiilor.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Subphylum Mandibulata

Supraclasa Crustacea

Crustaceele reprezintă artropode acvatice, cu exoschelet chitinos sau calcaros, cu părţi cefalice, toracice şi abdominale, primele două putând fi sudate în unele cazuri. Crustaceii includ malacostracii, filopodele, maxilopodele, ciripedele şi ostracodele. Din punct de vedere paleontontologic, crustaceii au o însemnătate substanţială, în special în ceea ce priveşte ostracodele şi filopodele. Ostracodele sunt crustacei microscopici, cu exoschelet bivalv, marini sau dulcicoli, cu relevanţă stratigrafică şi paleoecologică.



a. *Orthis* (O_1-$_2$) b. *Productus* (C) c. *Spirifer* (D_3-C) d. *Pygope* (J_3-K_1)

Text-fig. 18.14. Exemple de brachiopode, după Neagu et al. (2003b).

Phylum Brachiopoda

Brahiopodele cuprind nevertebrate cu cochilie externă, bivalvă, articulate sau nearticulate, marine, fixate de substrat printr-un pedunculi, purtătoare de lofofor, un organ special dispus în apropierea orificiului bucal. La brahiopode, lofoforul era susţinut de brachidium, o structură caracteristică ce se fosilizează. Se împart în trei clase Lingulata, Inarticulata şi Articulata. Planul de simetrie este perpendicular pe cele două valve şi pe brachdium şi nu paralel cu valvele, ca în cazul moluştelor bivalve. Valva ventrală sau inferioară poartă numele de valvă pedunculară, iar cea superioară sau dorsală, de valvă brahială, ce susţine brachidiumul. Brachidiumul are importanţă sistematică şi este foarte variabil ca formă şi structură. Exteriorul valvelor brahipodelor este foarte variat ornamentat, cu coaste, striuri, noduli sau spini. Linia de contact între valve poartă numele de comisură şi se împarte în comisură frontală, comisuri laterale, iar în partea posterioară, linie cardinală. Porul prin care iese pedunculul de fixare din valva pedunculară are o morfologie şi o structură complexă, care au şi ele importanţă sistematică specială pentru brahiopode. Genuri paleozoice importante sunt *Orthis* (O_{1-2}, Text-fig. 18.14a), *Productus* (C, Text-fig. 18.14b) şi *Spirifer* (D_3-C, Text-fig. 18.14c), iar din Mesozoic, *Pygope* (J_3-K_1, Text-fig. 18.14d) şi *Juralina* (J_3). Brahiopodele mesozoice din România sunt studiate de către Prof. Dr. Aurelia Bărbulescu, de la Universitatea din Bucureşti.

BOTANIC GARDEN UNIVERSITY LIBRARY

Phylum Echinodermata

Echinodermatele cuprind deuterostomieni cu exoschelet, sunt organisme marine prin excelenţă, deobicei bentonice dar şi cu reprezentaţi pelagici, pentaradiare, cu acvifer caracteristic şi celom larg. Exoscheletul exte constituit din plăci de carbonat de calciu, poroase, cu spărtură spatică. Includ Subphylumurile Homalozoa, Blastozoa, Crinozoa sau crinii de mare, Asterozoa sau stelele de mare şi Echinozoa sau aricii de mare. Echinodermatele reprezintă un grup complex şi divers, cu o semnificaţie biostratigrafică şi paleontologică substanţială. Homlaozoarele au reprezentaţi enigmatici, exclusiv paleozoici, cu unele afinităţi cu cordatele. Blastozoarele sunt la rândul lor organisme paleozoice betonice, cu sau fără braţe, ce cuprind cistoideele, blastoideele şi eocrinoideele. Crinozoarele includ reprezentaţi în special bentonici sesili (fixaţi) şi mai rar pelagici, cu braţe ramificate, frecvent conservaţi în stare fosilă sub forma elementelor calcaroase dezarticulate. Echinozoarele includ nevertebrate marine bentonice vagile (mobile), cu corp central globulos, fără braţe, acoperit de plăci calcaroase dispuse ordonat şi de spini sau radiole calcaroase. Plăcile calcaroase se distribuie ordonat în zone ambulacrale şi interambulacrale, caracteristice. Asterozoarele sunt şi ele organisme bentonice vagile, cu o importanţă paleontologică mai redusă, pentaradiare, cu cinci braţe.

Phylum Stomochordata

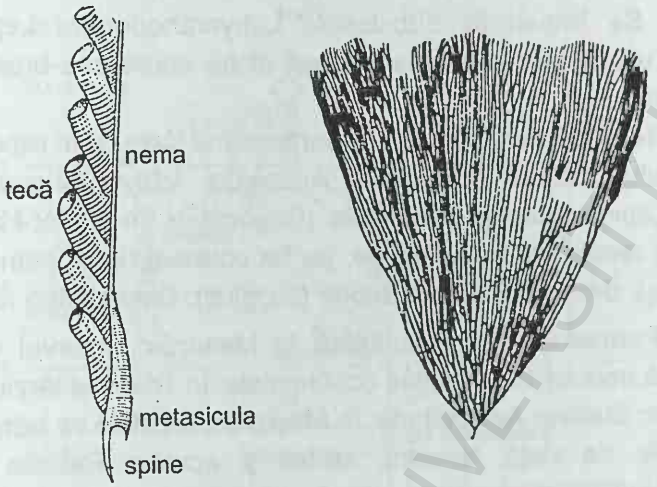
Stomocordatele sau hemicordatele includ graptoliţii, un grup de organisme marine paleozoice foarte importante din punct de vedere biostratigrafic. Cuprind trei clase: Pterobrachiata (O -Actual), Enteropneusta (Actual) şi Graptolithina (Cb_2-C).

Graptoliţii sunt organisme coloniale, cu indivizi situaţi în teci sau zooecii chitinoase, grupate la rândul lor în serii dispuse de-a lungul unor axe ce poartă numele de nemă, care are în vârf o tecă iniţială numită siculă. Indivizii dispuşi de-a lungul nemei sunt legaţi între ei printr-un cordon care poartă numele de stolon (Text-fig. 18.15a). Nemele se grupează în rabdosomi, care la rândul lor se pot grupa la un pneumatofor, cu rol de flotor. Graptoliţii se împart în două clase mai importante, graptoliţii dendroidei şi cei graptoloidei. Dendroideii sunt dispuşi în colonii dendritice, de obicei fixaţi de substrat, iar graptoloideii sunt planctonici, cu colonii liniare, uniseriate. Exemple de graptoliţi: *Dictyonema* (O, Text-fig. 18.15b), *Monograptus* (S), *Dichograptus* (S), etc. Graptoliţii reprezintă organisme cu o mare importanţă biostratigrafică, stratigrafia Paleozoicului, în special a Paleozoicului inferior, fiind bazată pe speciile marker furnizate de acest grup.

BCU IAŞI CENTRUL UNIVERSITAR

Phylum Chordata

Este un grup de deuterostomieni reprezentat prin organisme cu notocord, un schelet intern dispus dorsal, deasupra tubului digestiv şi sub tubul neural. Include Subphylumurile Urochordata, Stomochordata şi Vertebrata.



a. Morfologia unui graptolit graptoloideu.

b. *Dictyonema flabelliforme* (O).

Text-fig. 18.15. Graptoliţi, după Nistor-Hanganu et al. (1983).

Subphylum Vertebrata

Este un grup de cordate cu endo- sau exoschelet, cartilaginos sau osos, cu structuri osoase tipice craniului, de unde şi numele de craniate. Detalii cu privire la distribuţia stratigrafică a acestor grupe şi exemple se găsesc şi în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică. Se împart în Infraphylum Agnata, de vertebrate fără fălci şi Infraphylum Gnathostomata, de vertebrate cu fălci (Grigorescu, în Nistor-Hanganu et al., 1983). Agnatele includ ciclostomii şi ostracodermii, ultimii reprezentând un grup exclusiv extinct, paleozoic, cu exoschelet calcaros, de tipul lui *Arandaspis* (O, Text-fig. 19.8b), *Cephalaspis* (S_3-D_1) şi *Pteraspis* (D_1).

Gnathostomatele includ Clasa Pisces, cu Placodermata, Chondrichtyes, Ancathodia şi Osteichtyes, Clasa Amphybia, Reptilia, Aves şi Mammalia. Peştii placodermi reprezintă un grup paleozoic, cu corpul acoperit de plăci calcaroase masive, cum este cazul la *Dunkleosteus* (D_3). Acantodii sau peştii cu spini reprezintă şi ei un grup paleozoic, cum este cazul lui *Climatius* (S_3-D_1). Peştii cartilaginoşi, din grupul Chondrichtyes, includ rechinii cladodonţi (*Cladoselache*,

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

D_3, Text-fig. 19.12d), hibodonţi (*Hybodus*, J_1) şi elasmobranhi (*Lamna*, Pg). Peştii ososi, din grupul Osteichtyes, dominanţi astăzi, au apărut în Devonian şi s-au diversificat pe parcursul Paleozoicului târziu, Mesozoicului şi Terţiarului.

Clasa Amphibia îşi are primii reprezentaţi încă din Devonianul superior din Groenlanda, de unde a fost descrisă *Ichtyostega* (D_3, Text-fig. 19.12a), dintre labirintodonţi. Se împart în Subclasele Labyrinthodontia, Lepospondilia şi Lissamphibia, ultima cu reprezentaţi actuali dintre anure sau broaşte şi urodele sau salamandre.

Clasa Reptilia îşi are originea în Carboniferul târziu şi în raport cu structura oaselor craniului include Subclasele Anapsida, Ichtyopterigya, Euryapsida, Archosauria, Lepidosauria şi Synapsida (Grigorescu, în Nistor-Hanganu et al., 1983). Primele reptile, dintre anapside, au fot cotilosaurienii, cum este cazul lui *Hylonomus* (C_3), descris din Noua Scoţie (Joggins). Diversitatea reptilelor creşte pe parcursul Permianului şi explodează în Mesozoic, interval de timp când reptilele domină asociaţiile faunistice continentale. În Triasicul târziu apar şi primii dinosaurieni, din Suclasa Archosauria. În Mesozoic, reptilele se adaptează practic la toete mediile de viaţă, terestru, aerian şi acvatic. Retilele actuale sunt ectoterme, depind de o sursă externă de căldură pentru a-şi pstra constantă temperatura corpului. După unele terorii însă, cel puţin o parte dintre dinosaurieni par a fi dobândit caractere euriterme (endoterme).

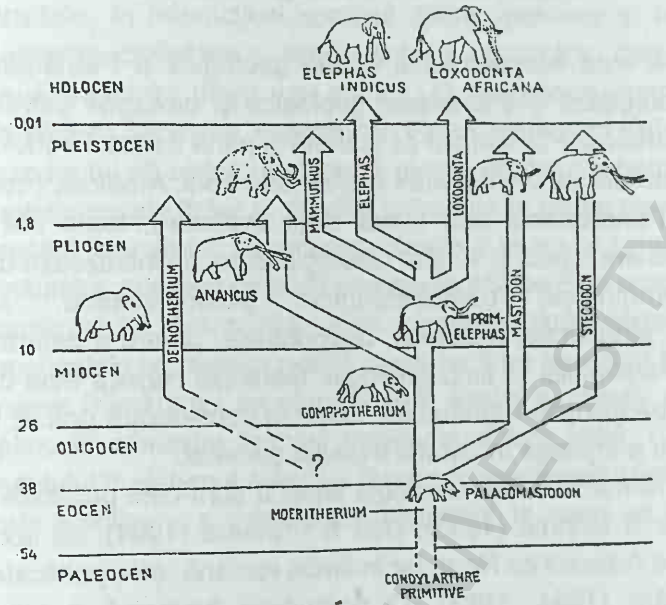
Clasa Aves îşi are originea în Jurasic, o dată cu unul dintre reprezentanţii cei mai primitivi ai săi, *Archaeopteryx* (J_3), din Kimmeridgianul de la Solenhofen, Germania. Se împarte în Subclasele Archaeornithes, cu reprezentanţi primitivi şi Neornithes, cu reprezentanţi evoluaţi.

Clasa Mammalia include vertebratele cele mai evoluate, endoterme, cu glande marnare, vivipare, cu dentiţie foarte diversificată. Primii reprezentaţi, din grupul triconodontelor, au fost descrise din Triasicul superior, cum este cazul lui *Morganucodon* (T_3). Se împart în subclasele Prototheria, Eotheria, Allotheria şi Theria. Mamiferele devin grupul dominant o dată cu începutul Terţiarului, când se diversifică exploziv şi ocupă nişele ecologice ale reptilelor mesozoice. Exemple ilustrative pentru evoluţia mamiferelor sunt evoluţia proboscidienilor (a elefanţilor, Text-fig. 18.16) sau a calului.

Evoluţia omului este documentată limpede din punct de vedere paleontologic, filogenia omului fiind confirmată de dovezile paleontologice. Primii reprezentanţi ai hominidelor au fost ramapitecii (cu *Rhamapithecus* sp., cu o vârstă între 14 şi 7 milioane de ani), urmaţi de australopiteci (cu *Australopithecus afarensis* şi *A. robustus,* Text-fig. 19.24a, b), apoi de *Homo habilis*, *Homo erectus*,

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Homo sapiens neanderthaliensis şi în cele din urmă, *Homo sapiens fossilis* şi *Homo sapiens sapiens*. Detalii legate de evoluţia omului se găsesc şi în Capitolul al XIX-lea, Geologie istorică.



Text-fig. 18.6. Evoluţia proboscidienilor, din Nistor-Hanganu et al. (1983)

În România, în domeniul Paleontologiei vertebratelor au activat Prof.Dr. Gregoriu Ştefănescu şi Dr. Tiberiu Jurcsak şi activează Prof. Dr. Dan Grigorescu, Lect. Dr. Ing. Zoltan Csiki, de la Universitatea din Bucureşti, Prof. Dr. Vlad Codrea, de la Universitatea Babeş-Bolyai din Cluj-Napoca, Conf.Dr. Sorin Baciu, de la Universitatea A.C. Cuza din Iaşi, printre alţii.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XIX. Geologie istorică

Geologia istorică este esenţialmente istoria geologică a Pământului, o ştiinţă complexă ce abordează evenimentele geologice şi biologice petrecute în timp geologic de la formarea Pământului ca planetă şi până astăzi. Cronologia timpului geologic este marcată de trei diziviuni majore sau eoni, Arhaicul, Proterozoicul şi Phanerozoicul (Fanerozoicul sau eonul vieţii evidente), toate trei cuprinzând sudiviziuni numite ere, epoci şi vârste. Geologia istorică sintetizează date de toate tipurile, paleontologice, paleoecologice, paleoclimatice, stratigrafice, paleogeografice, structurale, tectonice, astronomice, pentru a determina cât mai precis evoluţia Pământului în timp geologic. Geologia istorică este domeniul cel mai complex dintre ştiinţele Pământului, luând în considerare practic toate datele disponibile pentru a înţelege în detaliu evoluţia planetei.

Manuale remarcabile de Geologie istorică sunt cele publicate de Stanley (1986), Wicander & Monroe (1993), Dott & Prothero (1994), cu accent pus pe istoria geologică a Americii de Nord, iar în limba română, cele publicate de Saulea (1967) şi Tătărâm (1984, 1988). O compilaţie biologică a subiectelor de Paleozoologie, Paleobotanică şi Geologie istorică este aceea publicată de Cojocaru (2005), influenţată de lucrările lui Tătărâm (1984, 1988).

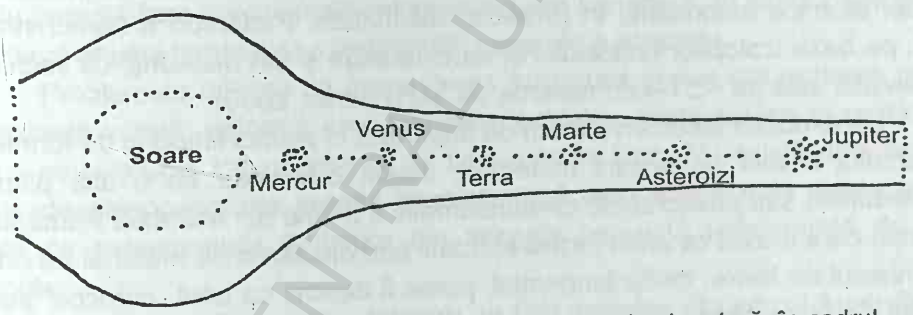
Încă de la formarea lor, geosferele, respectiv litosfera, hidrosfera, atmosfera şi biosfera s-au găsit într-o relaţie foarte strânsă unele cu celelalte. Orice cauză care a determinat un efect imediat într-una din sfere, a declanşat şi continuă să declanşeze un efect şi în celelalte geosfere. Reacţiunea către geosfera sursă se întoarce printr-o buclă de feedback, întoarcere care este tipică sistemului planetar. Interacţiunea strânsă dintre geosfere duce la evoluţia biosferei şi implicit conduce la apariţia unei ciclicităţi în timp geologic a fenomenelor petrecute în litosferă, hidrosferă şi atmosferă, oglindite adânc în biosferă, pentru a fi apoi reflectate înapoi prin bucle de feedback către geosfera de origine. Acest determinism extrem de strict şi rafinat este rezultatul buclelor de feedback instalate între biosferă şi restul geosferelor abiotice. Aceste bucle de feedback sunt garantul coevoluţiei biosferei cu geosferele, precum şi al stării de echilibru planetar. Starea de echilibru face din Pământ un tot unitar, în care toate componentele sunt strâns legate între ele, iar relaţiile dintre ele sunt reglate prin bucle de feedback la toate nivelurile.

Cauzalitatea şi determinismul planetar au fost intuite şi de către primii

BCU "I.C. BRĂTIANU" - LIBRARY

geologi importanţi, care au încercat să explice natura istoriei geologice şi timpului evenimentelor geologice în general. Charles Lyell, unul dintre cei mai fecunzi gânditori în Geologia secolului al XIX-lea, a încercat să impună un model uniformitarianist, în care evenimentele geologice s-au petrecut întotdeauna cu aceeaşi intensitate, în interacţiuni continui dintre geosfere şi biosferă. Lyell a imaginat o anumită ciclicitate a evenimentelor geologice, care ar caracteriza natura istoriei Pământului drept una statică. O asemenea imagine a fost însă contrazisă de William Thomson, cunoscut în Fizică drept Lord Kelvin, care a reuşit să demostreze faptul că sistemul planetar pierde continuu energie calorică şi în consecinţă, evenimentele fizice şi chimice petrecute în istoria sa nu au cum să se repete cu aceeaşi intensitate. De aceeea, Kelvin a imaginat un model dinamic al evoluţiei Pământului, apropiat de realitatea geologică pe care o cunoaştem astăzi. Modelul dinamic al lui Kelvin este însă inoperant fără existenţa buclelor de feedback, reponsabile cu reglajul relaţiilor optime între geosfere şi biosferă.

Formarea Pământului ca planetă este astăzi explicată stiinţific printr-un model complex, în contextul formării întregului sistem solar. Cel mai probabil, geneza Pământului în sistemul solar s-a făcut prin aşa-numitul fenomen de acreţie planetară, prin aglutinare a materialului dispersat în ceea ce ulterior avea să



Text-fig. 19.1. Formarea Pamântului prin acreţie planetară, în cadrul Sistemului solar. După Dott & Prothero (1994), simplificat.

devină sistemul solar (Text-fig. 19.1). În acest fel s-au format planetele de tip terestru, aşa cum este cazul Pământului, sau al planetei Marte, planete care au aglutinat rocile dispersate în jurul Soarelui. Mecanismele de aglutinare a materialului dispersat sunt gravitaţionale, forţele de atracţie devenind cu atât mai puternice cu cât masa acreţionată creştea. O astfel de teorie face parte din familia de teorii „reci" referitoare la formarea Pământului. Modalităţile de aglutinare a materiei reci, în formarea planetelor sistemului solar, sunt explicate variat,

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

incluzând chiar trecerea unei stele apropiate în raport cu Soarele (Chamberlin şi Moulton), trecere ce ar fi putut extrage gravitaţional materie solară, răcită, precipitată şi aglutinată ulterior pe orbite variate în jurul acestuia, formând aşa numitele „planetesmiale" protoplanetare. Creşterea masei planetare s-a produs gravitaţional, pe masură ce materialul fragmentar era aglutinat în continuare la corpul iniţial al protoplanetelor, concomitent cu contractarea gravitaţională a acestora şi cu creşterea în consecinţă a propriului lor câmp gravitaţional. În lumina acestei familii de teorii, capătă mai mult sens formarea către Soare a primelor 4 planete de tip terestru (Mercur, Venus, Pământul şi Marte, urmate de centura de asteroizi, interpretaţi ca resturi rămase de la formarea acestor planete), în timp ce masa gazoasă, volatilă, a început să se acumuleze către exterior, contribuind la formarea planetelor exterioare, gazoase sau joviene (Jupiter, Saturn, Uranus şi Neptun). Jupiter a rămas şi astăzi foarte aproape de autoaprindere, în stadiul de protostea. În măsura în care acreţionarea suplimentară de gaze ar fi continuat cu autoaprinderea, sistemul solar ar fi avut astăzi doi sori.

În opoziţie cu familia de teorii „reci" se găseşte familia de teorii „fierbinţi", ce încearcă să explice geneza Pământului pornind de la o nebuloasă fierbinte, de tip solar, care a condus la formarea Soarelui şi aproape simultan şi independent la formarea planetelor. Vârsta Pământului a fost calculată pentru prima dată de către Claire Patterson (1922-1995), un fizician atomist care a lucrat la producerea bombei atomice americane, în Proiectul Manhattan. Patterson a demonstrat în 1953, pe baza izotopilor radioactivi din roci terestre şi din meteoriţi, că vechimea Pământului este de 4,51-4,56 miliarde de ani (Palmer, 2003).

Un al doilea fenomen extrem de important în stadiul timpuriu de formare a Pământului a fost un impact meteoritic major, coliziunea cu o altă planetă, planetesimală sau protoplanetă de aproximativ o treime din mărimea Pământului, fenomen care a avut ca efect formarea Lunii prin ejectarea de material pe orbită. Mecanismul de lovire, de tip tangenţial, poate fi descris ca unul „norocos" pentru Pământ, în urma căruia Terra şi-a pierdut o parte din masă fără a-şi pierde însă consistenţa gravitaţională, fără de care planeta s-ar fi dezintegrat.

Intervalul Cryptozoic

Cryptozoicul este o perioadă uriaşă de timp geologic asupra căreia datele de Geologie sau Paleontologie sunt în general foarte rare, de unde şi numele iniţial de Azoic. De aici rezultă şi caracterul paradoxal al acestui eon: durata sa geologică imensă şi sărăcia datelor cu privire la evenimentele petrecute. Cryptozoicul mai poartă numele şi de Precambrian, pentru a indica poziţia să antecambriană, respectiv prefanerozoică şi include doi eoni: Arhaicul şi

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Proterozoicul (Grigorescu et al. 1999). Durata Cryptozoicului este de 88% din durata timpului geologic terestru, iar a Phanerozoicului de numai 12%. Sfârşitul Cryptozoicului este marcat de apariţia primelor organisme cu schelet, de vârstă cambriană. Evenimentele tectonice ale Cryptozoicului sunt apreciate a fi fost în număr de 16 (Cotillon, 1988), distribuite atât în Arhaic cât şi în Proterozoic. Detalii cu privire la acest eon se găsesc şi în Capitolul al XIII-lea, Stratigrafie.

Eonul Arhaic

Este prima subdiviziune a Cryptozoicului, incluzând formarea Pământului ca planetă, impactul meteoric ce a dus la formarea Lunii, formarea primei cruste terestre de tip oceanic, diferenţiarea acesteia în crustă oceanică şi crustă continentală, formarea primei hidrosfere şi a primei atmosfere. Arhaicul este în general o perioadă de timp în care Pământul este încă fierbinte, cu suprafaţa iniţial topită, ce s-a răcit progresiv şi încet. În Arhaic are loc originea vieţii, ca rezultat al evoluţiei chimice asociate cu izvoare hidrotermale submerse, conform teoriei clasice Haldane-Oparin, tot atunci începând evoluţia biologică ce a dus la apariţia şi diversificarea primelor cyanobacterii coloniale. Arhaicul (Anexa 1) cuprinde intervalul de timp scurs de la formarea Pământului, acum aproximativ 4,5 – 4,65 miliarde de ani şi până acum 2,5 miliarde de ani. La sfârşitul Arhaicului se presupune ca a avut loc prima faza paroxismală dintr-un megaciclu tectonic mai amplu, numită faza paroxismală belomoriană sau kenorenă, în ciuda caracterului primitiv al crustei terestre şi a instabilităţii generale a acesteia.

Problemele ridicate de cunoaşterea Arhaicului provin din raritatea rocilor de această vârstă, datorată evenimentelor tectonice, metamorfice şi erozionale care s-au succedat într-un interval de timp atât de lung. Nu există date limpezi legate de paleogeografia acestui interval, după cum există date foarte puţine legate de evenimentele tectonice din aceasta perioadă îndelungată de timp geologic.

Cele mai vechi minerale terestre au fost descrise din scutul Australiei de Vest, cu o vârstă de 4,4 miliarde de ani, reprezentate prin zircoane. Scutul Sud African include roci de 4 miliarde de ani, ca şi gnaisele de Acasta, din scutul canadian. Complexul Napier, din Antarctica are o vârstă absolută de 3,9 miliarde de ani (Cocks, 2005). În orice caz, rocile cu vechimi între 4 şi 3 milarde de ani se găsesc întotdeauna asociate zonelor de scut, zone ce reprezintă nucleele continentale cu cele mai mari vechimi terestre. În Groenlanda de Sud, au fost descrise cele mai vechi roci sedimentare nemetamorfozate, aparţinând Grupului de Isua, cu o vârstă de 3,8 miliarde de ani, acestea incluzând şi resturi de procariote.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

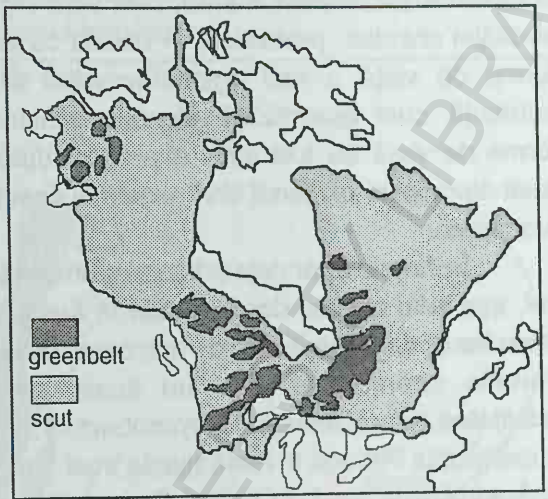
Arhaicul timpuriu mai poartă numele şi de Hadean, fiind un interval de timp definit între 4,5 – 3,8 miliarde de ani. În acest interval de timp, Pământul a fost intensiv bombardat cu meteoriţi, fapt care probabil a dus la împiedicarea apariţiei primelor forme de viaţa. La începutul acestui interval de timp a avut loc formarea Lunii, în urma unui impact meteoritic major cu un corp planetesimal cu dimeniuni de aproximativ o treime din masa Pământului, aproximativ de dimensiunile planetei Marte. Impactul a avut loc semitangenţial, fapt care a permis ejectarea unei mase apreciabile pe orbita terestră, masă care ulterior a fost acreţionată sub forma satelitului natural al Pământului. Dacă impactul ar fi fost concentric, masa planetesimală ar fi fost reţinută, Pământul fie crescând în mod corespunzător, fie întreaga planetă, de-abia individualizată prin acreţie, ar fi fost dispersată pe orbita Soarelui. În timp geologic, Luna a avut o influenţă majoră asupa biosferei, inducând o ciclicitate tradusă în primul rând prin cicluri mareice, tidalitice. În Arhaic, atracţia Lunii a exercitat probabil marei terestre puternice ce au produs o încălzire suplimentară a scoarţei terestre timpurii şi aşa încinse, semitopite sau topite. În Arhaic, orbita Lunii se găsea mult mai aproape de Pământ decât astăzi, fiind cunoscut faptul că în timp geologic, Luna s-a departat de Pământ în mod treptat. Viteza de rotaţie a Lunii în jurul Pământului a fost mult mai ridicată decât astăzi, o revoluţie completă în jurul Pământului fiind efectuată în aproximativ zece ore.

Prima crustă terestră a fost cea de tip oceanic, în timp ce primele elemente de crustă continentală s-au format în Arhaicul timpuriu (Text-figs. 8.10; 8.11), acum aproximativ 3,8 miliarde de ani, prin coliziunea arcurilor insulare (Wicander & Monroe, 1993). Crusta de tip continental a apărut ca urmare a unor subducţii dintre plăcile oceanice arhaice, cu producerea iniţială de arcuri insulare andezitice. La coliziunea dintre arcurile insulare a început să se producă crustă continentală, cu apariţia păturii granitice sialice, tipice crustei continentale. Aceste fragmente incipiente de crustă continentală au dus la formarea primelor nuclee continentale, situate în centrul scuturilor continentale actuale. Ulterior, în jurul scuturilor continentale s-au acreţionat terenuri din ariile labile înconjurătoare, acestea au devenit stabile, formând platforme continentale în jurul scuturilor. Asocierea dintre un scut continental şi terenurile unei platforme adiacente acestuia poartă numele de cratonizare, iar rezultatul acesteia este o arie stabilă din punct de vedere tectonic ce poartă numele de craton. Scuturile cele mai vechi, cu origini arhaice, sunt Scutul Canadian şi Scutul Baltic (Text-figs. 8.2, 8.15). Aceste scuturi, impreună cu scuturile asiatice, africane, asutraliene şi sud-americane, au condus la primele configuraţii paleogeografice ale Arhaicului terminal şi Proterozoicului, determinând paleogeografia Paleozoicului timpuriu,

BCU "I. CENTRALA" PERSONAL LIBRARY

mai bine cunoscută şi înţeleasă datorită abundenţei de date.

Apariţia primei cruste continentale în urma coliziunii arcurilor insulare andezitice este legată şi de apariţia aşa numitelor "centuri de roci verzi" sau "greenstone belts", succesiuni arhaice dominate de existenţa cloritului, aşa cum acestea au fost descrise din Africa de Sud, America de Sud şi din America de Nord, din scuturile Sud African (3,6 miliarde de ani) şi respectiv Canadian (2,7 miliarde de ani). Astfel de centuri de roci verzi includ o succesiune de roci dominate de bazalte metamorfozate şi chiar şi roci sedimentare din diverse ambianţe depoziţionale, fiind considerate a aparţine din punct de vedere paleotectonic unor unităţi cratonice, de scut, la care s-au asociat prin acreţie terenuri de platformă, înglobaţe ulterior Proterozoicului timpuriu în unităţile respective.



Text-fig. 19.2. Distribuţia greenbelts-urilor în cuprinsul Scutului Canadian. După Wicander & Monroe (1993).

Prima hidrosferă s-a format în timpul Hadeanului, dar existenţa ei a fost probabil intreruptă periodic de impacturi meteoritice majore, ceea ce a dus la evaporari succesive. Prima atmosferă a fost caracterizată de inexistenţa oxigenului, gaz care a apărut târziu în componenţa atmosferei, ca urmare exclusivă a proceselor biotice din Proterozoic, moment care a marcat şi prima extincţie din istoria vieţii, generată de „otrăvirea" cu oxigen, ca strictă urmare a activităţii autotrofe, fotosintetizante a primelor forme de viaţă. Gazele dominante în atmosfera primitivă au fost amoniacul (NH_3) şi metanul (CH_4), alături de vapori de apă, rezultataţi în urma activităţii vulcanice. Inexistenţa oxigenului şi a ozonului este indicată de existenţa uraninitului şi a piritei arhaice, ambele minerale puternic instabile în prezenta oxigenului (Wicander & Monroe, 1993).

Originea vieţii este situată la o vârstă de aproximativ 3,9-3,8 miliarde de ani, primele organisme fiind bacteriile procariote, lipsite de nucleu celular individualizat. În orice caz, schimbarea înregistrată în concentraţiile de izotopi ai carbonului, pentru vârste de 3,5 miliarde de ani, sugerează existenţa vieţii terestre (Cocks, 2005).

Primele forme de viaţă au apărut probabil în zone asociate cu izvoare

fierbinţi, hidrotermale, din zonele de rift, în oceanul primordial, în urma sintezei chimice a aminoacizilor, fapt ce a permis apariţia primelor molecule de acid ribonucleic (ARN) şi ulterior, a primelor molecule de acid dezoxiribonucleic (ADN). O serie de catalizatori chimici, cum sunt argilele, au permis probabil accelerarea evoluţiei chimice, prebiotice, în zonele cu izvoare hidrotermale. Nutriţia primelor forme de viaţă a fost autotrofă, astfel de organisme producându-şi singure nutrienţii, cum este cazul adenozin-trifosfatului (ATP). De asemenea, primele forme de viaţă au fost strict anaerobe, ducându-şi existenţa într-un mediu total lipsit de oxigen, oxigenul fiind rezultatul direct al activităţii de fotosinteză a acestor procariote.

În Arhaic apar deja primele stromatolite, cu o vârstă de 3,45 - 3 miliarde de ani, aşa cum au fost documentate în Australia şi Africa de Sud, din Supergrupul Swaziland, de 3,4 miliarde de ani, care devin dominante în timpul Proterozoicului. Primele stromatolite, structuri duale organo-sedimentare, produse şi prin activitatea microfilmelor de cyanobacterii, apar în Arhaic, fiind documentate în Supergrupul Pilbara, în Australia de Vest, unde au o vârstă de 3,45 miliarde de ani. În Australia de Vest, în cadrul Grupului Warawoona, au fost descrise resturi de procariote cu vârste de 3,3-3,5 miliarde de ani, un asemenea exemplu fiind *Primaevifilum* (Text-fig. 17.2a), unul dintre primele procariote. În Africa de Sud, în Grupurile de Fig Tree şi Onverwacht, au fost descrise procariote cu vârste cuprinse între 3,3-3,4 miliarde de ani.

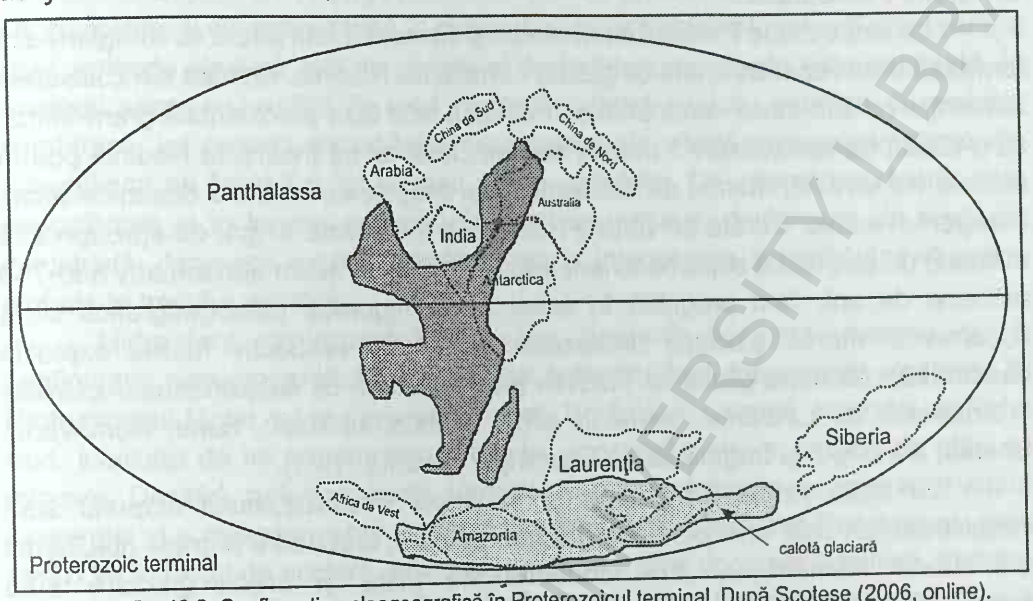
Existenţa eucariotelor arhaice este încă un subiect controversat, primii sterani, derivaţi din steroizi, ca biomarkeri ai eucariotelor, fiind înregistraţi în roci de vârste de 2,9-2,8 miliarde de ani, în Arhaicul terminal (Cocks, 2005, Xiao, 2005). Primele eucariote au apărut probabil ca urmare a unor procese de simbioză între anumite tipuri de procariote, mecanismul imaginat fiind redistribuirea materialului genetic la interiorul unei asociaţii de două procariote simbionte, cu formarea primului nucleu celular individualizat. Deşi nu s-au găsit urme limpezi de eucariote arhaice, existenţa steranilor în Formaţiunile arhaice de Maddina şi de Marra Bamba (Australia) indică posibila apariţie a acestora în Arhaicul terminal (Xiao, 2005).

Eonul Proterozoic

Proterozoicul este era terminală a Cryptozoicului sau a Precambrianului. Datele geologice şi paleontologice asupra Proterozoicului sunt mai ample comparativ cu cele legate de Arhaic şi în consecinţă, evenimentele biotice şi geologice petrecute în acest interval de timp sunt mai bine înţelese. Proterozoicul (Anexa 1) se împarte în Proterozoic timpuriu sau Karelian (2,5-1,8 miliarde de ani), mediu (1,8-1

BCU IAŞI / CAROL I UNIVERSITY LIBRARY

miliarde de ani) şi târziu (1-0,543 miliarde de ani), în Proterozoicul târziu fiind definite intervalele de timp Vendian sau Ediacarian şi Sinian, ambele anterioare Cambrianului. Proterozoicul include faze paroxismale precum faza svecokarelică sau hudsoniană, dalslandiană sau greenviliană, în Proterozoicul mediu şi assyntică sau cadomiană, în Proterozoicul terminal.



Text-fig. 19.3. Configuraţia paleogeografică în Proterozoicul terminal. După Scotese (2006, online).

Generarea de crustă continentală prin coliziunea succesivă a arcurilor insulare (Text-fig. 8.11) a continuat în timpul Proterozoicului, interval de timp în care cratoni ce aveau ca nuclee scutul Canadian, Baltic, Sud African, au crescut corespunzător prin acreţionarea de noi terenuri iniţial labile tectonic, devenite stabile prin alipirea acestora ca unităţi de platformă asociate scuturilor. Astfel de fenomene de acreţie tectonică au fost documentate şi în centurile de roci verzi, caracteristice însă Arhaicului. Asocierea cratonilor Canadian, Baltic şi Groenlandez a dus în timpul Proterozoicului la formarea unei mase continentale mai largi ce poartă numele de Laurenţia, a cărei existenţă avea să dureze de-a lungul Proterozoicului, fragmentarea ei începând la finele acestui interval de timp. Dovezile de coliziune Proterozoic trimpurie a acestor cratoni sunt documentate spre exemplu în cuprinsul Scutului Canadian, unde cratonii Rae şi Sclavilor s-au ciocnit (Wicander & Monroe, 1993). Acestei coliziuni i-au urmat ridicarea unei catene cutate sau a unui orogen, înregistrată în curpinsul fazei paroxismale hudsoniene. Dealtfel, în cuprinsul Scutului canadian sunt astăzi recunoscute o serie de arii cratonice arhaice şi proterozoice acreţionate prin coliziune urmată de

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

orogeneză, aşa cum sunt unităţile cratonice Rae, Sclavilor, Nain, Hearn, Snowbird, Wopmay şi Wyoming, separate de orogene de aceeaşi vârstă precum Trans-Hudson, Torngat, New Quebec şi Taltson. Astfel de exemple sunt dovezi limpezi ale primelor cicluri tectonice şi ale primelor faze paroxismale documentate din istoria Pământului.

La limita dintre Proterozoicul mediu şi Proterozoicul târziu se înregistrează formarea unui supercontinent ce poartă numele de Rodinia, rezultat din coliziunea Laurenţiei cu alte mase continentale, rezultatul fiind faza paroxismală grenvilliană, cu o vârstă de aproximativ 1 miliard de ani. Oceanul ce înconjura Rodinia poartă numele de Mirovia, marcat de existenţa unor fragmente crustale oceanice aflate în raporturi active. Durata de viaţă a Rodiniei a fost foarte lungă, de aproape 250 milioane de ani, acest supercontinent fragmentîndu-se acum aproximativ 850-750 milioane de ani, fiind pregatită în acest fel configuraţia paleogeografică ce a documentat marea glaciaţie proterozoic târzie şi respectiv marea explozie cambriană, ulterioară glaciaţiei. Rodinia s-a rupt odată cu desprinderea Australiei şi Antarcticii de Laurenţia, formând astfel continentul sudic, numit Gondwana. Ulterior, a început şi fragmentarea Laurenţiei (Text-fig. 19.3).

La limita Arhaic-Proterozoic şi în timpul Proterozoicului timpuriu sunt înregistrate dovezile unei perioade glaciare timpurii, una dintre primele glaciaţiuni din istoria Pământului, fiind documentate tillite şi brecii glaciare slab metamorfozate. Un alt puls glaciar a fost înregistrat în Proterozoicul terminal, între 0,9 şi 0,6 miliarde de ani, compus din cel puţin două faze glaciare paroxismale, una mai veche sau sturtiană şi una mai nouă, marinoană, considerat unul dintre cele mai severe momente de glaciaţiune din istoria geologică, fenomen cunoscut astăzi sub numele de „bulgăre de zăpadă" sau de „snowball-Earth", aşa cum a fost denumit de către Hoffman et al. (1998) şi Sankaran (2003). Ideea iniţială îi aparţine lui Mihail Budyko (1969), care a prezentat un model matematic pentru susţinerea acestei teorii. Efectul de snownball-Earth implică în sensul său original instalarea unor condiţii de glaciaţiune foarte severă, astfel încât sistemul de curenţi oceanici proterozoici s-a blocat şi calotele glaciare s-au unit de-a lungul Ecuatorului, într-o stază glaciară globală, cu o calotă glaciară completă ce poate atinge grosimea de peste un kilometru la Ecuator. Ieşirea din aceasta stază glaciară s-a datorat, conform autorilor teoriei, activităţii vulcanice de la sfârşitul Proterozoicului, astfel încât vulcanii activi ar fi pătruns prin calota glaciară sub forma unor nunatakuri sau vârfuri muntoase ce străpung azi calota glaciară groenlandeza, în limba inuită, ridicând concentraţia globală de bioxid de carbon, astfel încât să fie instaurat un efect de seră ce ar duce la topirea calotei glaciare şi implicit, la creşterea paleobiodiversităţii vendiene şi respectiv la explozia

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

cambriană. Un alt mecanism imaginat pentru ieşirea din staza glaciară globală este acela al impactului meteoritic, ce ar fi produs un crater australian cunoscut astăzi sub numele de craterul Acraman.

Teoria snowball-Earth este o teorie seducătoare şi din punct de vedere evoluţionist. Dacă luăm în considerare faptul că fosilele tipic proterozoice rămân stromatolitele şi cyanobacteriile în general, care ar fi singurele ce ar fi putut rezista unei perioade glaciare atât de severe şi de îndelungate, teoria este justificată. În aceslaşi sens, se explică în mod coerent avântul evolutiv vendian şi explozia cambriană, iar geneza depozitelor carbonatice de vârstă proterozoic târzie din Groenlanda de Nord-Est îşi găsesc şi ele coerenţa. De asemenea, teoria este seducătoare şi în lumina schimbărilor globale actuale, declanşate de revoluţia industrială, deoarece explică amplitudinea şi intensitatea schimbărilor climatice globale în trecutul geologic.

Hidrosfera proterozoică includea domenii oceanice majore cu o configuraţie paleogeografică mai greu de apreciat, fiind determinată existenţa în Proterozoicul târziu a unui supercontinent, Rodinia, cu poziţie centrată pe Polul Sud, incojurat de un superocean, Mirovia, constituit dintr-un mozaic de plăci în mişcare. Dealtfel, paleogeografia Rodiniei şi a fragmentelor ei, cum este cazul Laurenţiei şi a maselor continentale adiacente cum este cazul Gondwanei, este astăzi încă destul de neclară, paleogeografia mai bine documentată fiind aceea a Paleozoicului timpuriu, începând cu Cambrianul. Acest fapt legat de neclaritatea datelor paleogeografice proterozoice este datorat inexistenţei fosilelor certe şi de incapacitatea de a decela provincii paleogeografice care permit reconstituirea completă a configuraţiei maselor continentale proterozoice.

Atmosfera proterozoică a înregistrat o serie de fluctuaţii semnificative în ceea ce priveşte concentraţiile de gaze, în special de oxigen. Biosfera primitivă, arhaică, dominată de procariote autotrofe, fotosintetizante, a condus la acumularea în atmosferă a unor mari cantităţi de oxigen, toxic pentru biosfera anaerobă. Aceasta creştere a concentraţiei globale de oxigen a condus în timpul Proterozoicului la otrăvirea progresivă a biosferei, fapt ce a declansat prima extincţie din istoria vieţii. Din fericire, vulcanismul a salvat biosfera proterozoică de la otrăvire, prin introducerea în sistem a fierului, un element care se combină foarte repede cu oxigenul, formând oxizi de fier. În acest fel, fierul din apa oceanului, dizolvat şi intrat în contact cu atmosfera, o dată ce a fost ridicat din adâncime prin curenţi oceanici de upwelling sau de ridicare, a format mari cantităţi de oxizi de fier, fapt ce a condus în final la formarea unor mari zăcăminte de fier şi a unor depozite sedimentare roşii numite „red beds". Zăcămintele de fier sunt asociate cu aşa numitele formaţiuni cu benzi de fier sau „Banded Iron Formations"

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

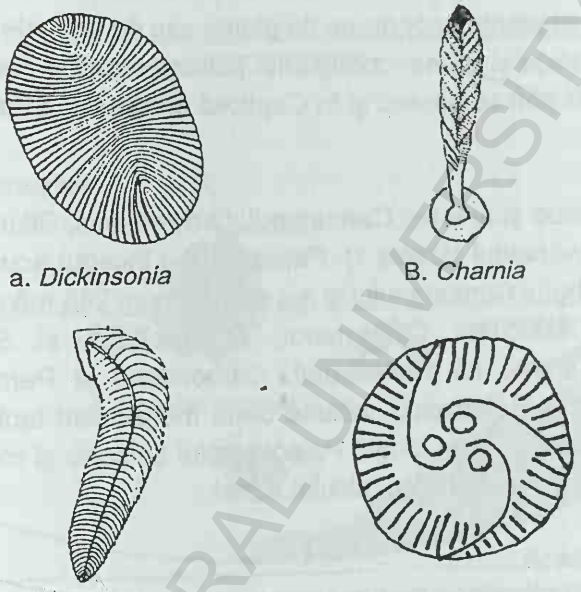
sau „BIF-uri". Bifurile sunt succesiuni de lamine, în benzi alternante, cu o lamină ce dominată de silice, cu puţin oxid de fier şi o lamină de magnetit sau de hematit, ultima fiind rezultată prin oxidarea fierului în condiţii litorale, de mare puţin adâncă. Sursa iniţială a fierului a fost localizată cu zonele de rift. Vârsta acestor formaţiuni variază între Arhaic şi Proterozoic, dar marea lor majoritate a fost generată în intervalul de timp 2,5-2 miliarde de ani, în Proterozoicul timpuriu, concomitent cu creşterea frecvenţei stromatolitelor fotosintetizante, acum 2,3 miliarde de ani, respectiv cu creşterea accelerată a concentraţiei de oxigen atmosferic datorat proceselor fotosintetizante. Astfel, atmosfera proterozoic medie şi târzie a redevenit reducătoare, concentraţia obişnuită, actuală, de oxigen atmosferic atingând valorile de azi abia în timpul Devonianului, o dată cu instalarea unei flore terestre bine diversificate.

Procariotele proterozoice, cu eubacterii şi arhebacterii, s-au diversificat progresiv, iar primele resturi sigure de eucariote au fost înregistrate în Proterozoicul timpuriu, în depozite silicioase din America de Nord, din Michigan sau din Australia, cu vârste de 2 miliarde de ani. În China, eucariote sigure au fost descrise din Formaţiunea de Tuanshanzi, din China de Nord, cu vârstă de 1,7 miliarde de ani (Xiao, 2005). Eucariote din Proterozoicul mediu au fost descrise din Grupul de Ruyang din China de Nord, aşa cum este cazul lui *Dictyosphaera delicate* şi *Shuiyousphaeridium macroreticulatum*, aparţinând acritarchilor acantomorfi (ornamentaţi cu spini). Primele rodofite sau alge roşii sunt înregistrate în Formaţiunea de Hunting, din Canada, cum este cazul lui *Bangiomorpha pubescens*, de 1,2 miliarde de ani, iar primele xantophyte, aşa cum este cazul lui *Palaeovaucheria clavata*, apar în Siberia, în Grupul de Lakhanda, în Proterozoicul mediu (Xiao, 2005). Tot în Proterozoicul mediu apar şi primii acritarchi, resturi organice ce reprezintă probabil faze cistate ale unor alge. Acritarchii proterozoici sunt din ce în ce mai diverşi spre Proterozoicul târziu, iar ocurenţa lor este semnalată în toată lumea. Genuri reprezentative sunt *Leiosphaeridia*, din grupul acritarchilor sferici, lişi, fără ornamentaţie sau *Shuiyousphaeridium macroreticulatum* dintre cei acantomorfi. Genuri precum *Chuaria*, *Tawuia* sunt resturi frecvente de eucariote cu afinităţi incerte, iar *Longfengshania* reprezintă metazoare, toate din Proterozoicul târziu. Asociaţiile Proterozoicului târziu sunt tot mai numeroase în resturi de eucariote şi de metazoare.

Faunele Proterozoicului terminal, numite şi faune ediacariene, siniene sau vendiene, reprezintă cazuri excepţionale de conservare a materialului fosil. Astfel, în dealurile de la Ediacara, în Australia de Sud, a fost descoperită în 1947 de către R. Sprigg o asociaţie de metazoare marine fără schelet, foarte diversă, epicontinentală, de ape puţin adânci, cu *Dickinsonia* (Text-fig. 19.4a), *Charnia*

BCU CENTRU UNIVERSITAR

(Text-fig. 19.4b), *Parvancorina minchami*, *Spriggina floundersii* (Text-fig. 19.4c), *Charniodiscus arboreus*, *Tribrachidium heraldicum* (Text-fig. 19.4d), *Ovatoscutum concentricum*, etc. Toate aceste forme au afinităţi sistematice incerte, amintind de artropode, viermi anelizi, echinoderme sau spongieri şi reprezentând probabil chiar unii strămoşi ai acestora, dar în acelaşi timp putând fi grupe total deosebite de acestea. Unul dintre argumentele unicităţii filogenetice a acestor metazoare este posibila lor hrănire pasiva, fapt care a sugerat lipsa oricăror legături cu faunele evoluate de metazoare din Cambrian. În orice caz, afinităţile filogenetice ale faunelor ediacariene rămân şi astăzi un subiect controversat. Fauna de la



a. *Dickinsonia* B. *Charnia*

C. *Spriggina floundersii* D. *Tribrachidium heraldicum*

Text-fig. 19.4. Reprezentaţi vendieni, Proterozoic terminal.
a-c, după Tătărâm (1988).

Ediacara este o fauna excepţională, deoarece cuprinde primele faune de metazoare din istoria geologică.

Ulterior descoperirilor de la Ediacara, au fost descrise în lume şi alte ocurenţe cu faune vendiene, ca în Newfoundland, Mexic, Namibia, Siberia, etc. În România, o faună ediacariană a fost descrisă de către Gheorghe Oaie (1999), din şisturile verzi din Dobrogea centrală, de vârstă vendiană, cu resturi de meduzoizi, această faună fiind cea mai veche faună fosilă din România.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Eonul Phanerozoic

Phanerozoicul sau Fanerozoicul este cea de a doua mare diviziune a timpului geologic, interval de timp ce este documentat prin fosile evidente. Paleogeografia Phanerozoicului este mai limpede documentată în virtutea identificării paleobioprovinciilor, a decelării evenimentelor tectonice, magmatice şi metamorfice, aspecte care au permis elucidarea în ansamblu a configuraţiilor paleogeografice la diverse intervale de timp în Phanerozoic. Având în vedere evenimentele geologice şi biotice documentate în intervalul de timp de acum 545 milioane de ani şi până astăzi, Phanerozoicul (Anexa 1) include trei ere: Era Paleozoică, Era Mesozoică şi Era Cenozoică (Neozoică), fiecare dintre aceste ere fiind marcată de existenţa unor grupe de plante sau de animale, de existenţa unor megacicluri tectonice şi a unor configuraţii paleogeografice caracteristice. Detalii cu privire la acest eon se găsesc şi în Capitolul al XIII-lea, Stratigrafie.

Era Paleozoică

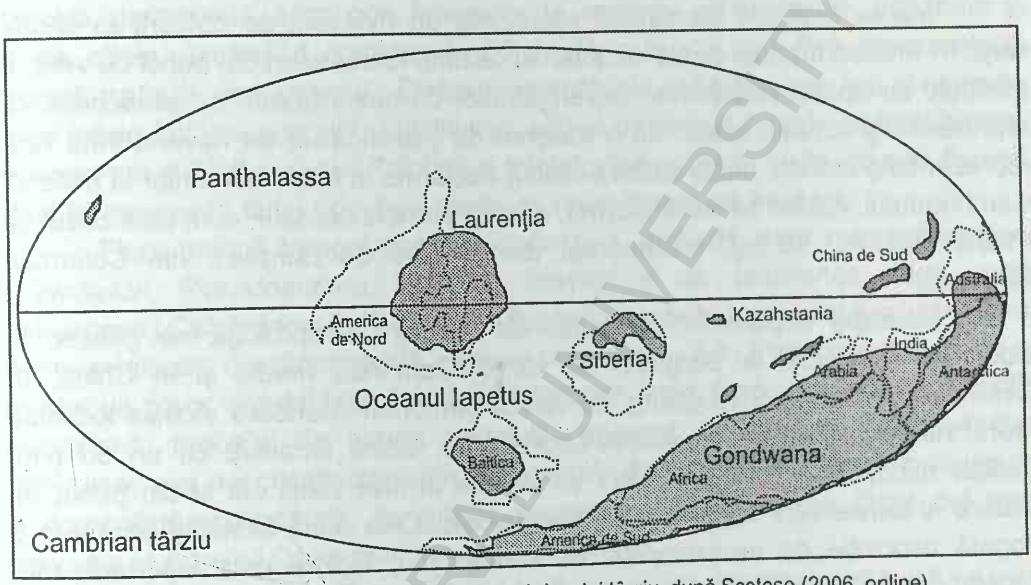
Cuprinde 6 perioade şi anume: Cambrianul, Ordovicianul, Silurianul, Devonianul, Carboniferul şi Permianul (Anexa 1). Paleozoicul a început acum 545 miloane de ani, o dată cu debutul Cambrianului şi s-a sfârşit acum 245 miloane de ani, o dată cu începutul Triasicului. Cambrianul, Ordovicianul şi Silurianul aparţin Paleozoicului timpuriu, iar Devonianul, Carboniferul şi Permianul corespund Paleozoicului târziu. Paleozoicul include două megacicluri tectonice, megaciclul Caledonian, desfăşurat de-a lungul Paleozoicului timpuriu şi megaciclul Hercinic sau Varisc, ce corespunde Paleozoicului târziu.

Perioada Cambriană

Reprezintă prima perioada a Erei Paleozoice, este marcată din punct de vedere paleobiologic de marea explozie cambriană şi de o paleogeografie dominată de fragmentele continentale ce au constituit masa Rodiniei proterozoice. Cambrianul a fost supranumit şi „timpul genezei", în sens figurat, tocmai datorită inovaţiilor biologice ale căror martor este acest interval de timp. Perioada Cambriană a debutat acum 545 de milioane de ani şi s-a încheiat acum 505 milioane de ani, include trei faze paroxismale: faza assyntică sau cadomiană, în Cambrianul timpuriu, faza baikaliană, în Cambrianul mediu şi faza salairă sau sardă, în Cambrianul târziu, la limita cu Ordovicianul (Anexa 1). Cambrianul a fost definit de Sedgwick în 1835, după Cambria, numele vechi al Ţării Galilor, stratotipul său găsindu-se în nordul Ţării Galilor (Wales). Cambrianul cuprinde trei subdiviziuni: timpuriu, cu Tommotian, Atdanabian şi Lenian; mediu, cu Amgaien şi Mayaien şi târziu, cu Dresbachian şi Franconian.

BCU "I. CENTRALA UNIVERSITARĂ"

Cambrianul începe o dată cu apariţia primelor organisme cu schelet, respectiv cu apariţia trilobitului *Olenellus* (Text-fig. 18.12a) în provinciile nordice şi a *Redlichiei*, în paleobioprovinciile sudice, dar astăzi este recunoscut faptul ca depozitele sedimentare nefosilifere de sub primele strate cu aceşti trilobiţi sunt şi ele de vârstă cambriană, în Maroc sau în alte zone geografice (Cotillon, 1992). O fosilă marker pentru baza Cambrianului mai este şi *Treptichnus pedum*, o urmă fosilă identificată în majoritatea profilelor cambriene (Hughes & Heim, 2005). Limita superioară, cu Ordovicianul, este marcată de apariţia graptolitului flabeliform *Dictyonema flabelliforme* (Text-fig. 18.15b), indicatoare a Ordovicianului.



Text-fig. 19.5. Paleogeografia Cambrianului târziu, după Scotese (2006, online)

Fragmentarea Rodiniei spre sfârşitul Proterozoicului a condus la o configuraţie paleogeografică ce cuprindea cratonii Laurenţia, Kazahstania şi Siberia, cu o poziţie mai mult sau mai puţin ecuatorială, împreună cu masele continentale China de Nord şi China de Sud (Text-fig. 19.5). O masă continentală majoră era constituită de Gondwana, ce includea scuturile continentale ale Africii, Antarcticii, Americii de Sud şi Indiei, cu o poziţie ce includea şi Polul Sud, toate fragmentele Gondwanei fiind reunite la scurt timp după ruperea Rodiniei. Gondwana a fost formată din fragmente ale Rodiniei, interconectate în Proterozoicul târziu. Un alt continent semnificativ se numea Baltica, incluzând scutul Baltic, având o poziţie sudică în raport cu Laurenţia, Siberia şi Kazahstania. Între Baltica, pe de o parte şi Laurenţia şi Kazahstania, pe de altă parte, se

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

întindea Oceanul Iapetus, a cărui existenţă a caracterizat întregul Paleozoic timpuriu şi a cărui sutură o constituie însăşi catena Caledoniană. Emisfera nordică era dominată de Oceanul Panthalassic, o reminiscenţă a oceanului ce înconjura Rodinia proterozoică. Marile epicontinentale, ce înconjurau continentele cambriene, au fost foarte bine dezvoltate, dominând paleogeografia Cambrianului şi premiţând dezvoltarea explozivă a biocenozelor în jurul maselor continentale Gondwaniană, Baltică sau Laurenţiană. Raportul magneziu/calciu în marile cambriene a fost relativ redus, fapt ce a permis precipitarea preferenţială a calcitului şi nu a aragonitului în exoscheletele nevertebratelor, prin procese de bioprecipitare (Hughes & Heim, 2005).

Marea explozie cambriană reprezintă un moment de cotitură în istoria vieţii, în virtutea faptului că într-un interval de timp foarte scurt din punct de vedere geologic au apărut majoritatea încrengăturilor de nevertebrate cu exoschelet cu reprezentanţi actuali, alături de o mulţime de încrengături de nevertebrate fără reprezentanţi actuali, multe dintre acestea dispărute la finele sau chiar la mijlocul Cambrianului. Alături de nevertebrate, apar şi primele cordate, cum este cazul lui *Pikaia* (Text-fig. 19.6d), documentat din şisturile de Burgess, din Columbia Britanică.

Localităţi importante din punct de vedere paleontologic se găsesc în Columbia Britanică, la Burgess, de vârstă Cambrian medie şi în China, în provincia Yunnan, la Chengjiang, de vârstă Cambrian inferioară. Aceste localităţi reprezintă ocurenţe de lip fossile-Lagertstatte, adică localităţi cu un conţinut fosilifer excepţional, atât din punct de vedere al diversităţii cât şi din punct de vedere al conservării materialului paleontologic. Cele două localităţi conservă o bogată asociaţie de nevertebrate, cu schelet dar, fapt şi mai important, fără schelet, conservate în roci detritice fine, de tipul şisturilor. Astfel, Burgess şi Chengjiang reprezintă veritabile ferestre deschise către trecutul geologic, unice datorită diversităţii şi conservării lor excepţionale. Alte localităţi importante pentru paleontologia cambriană sunt Sirius Passet, în Groenlanda şi Kangoroo Bay, în Australia. Secţiuni cambriene semnificative se găsesc în Platforma Siberiană, China, Maroc, Kazahstan, Platforma Baltica şi Australia.

Explozia cambriană a fost intuită de cercetători timpurii, cum este cazul chiar al lui Charles Darwin, care în Originea speciilor (1859) acceptă drept o problemă semnificativă apariţia bruscă a faunelor cambriene, după o absenţă aproape totală a oricăror fosile precambriene.

Cauzele exploziei biologice cambriene îşi găsesc originea în contextul climatic, tectonic şi paleogeografic al Cambrianului. Încheierea marii glaciaţiuni de la sfârşitul Proterozoicului, avântul evolutiv al faunelor ediacariene, efectul de seră

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

asociat ieşirii din glaciaţia proterozoică, concentraţia crescută de bioxid de carbon atmosferic şi oceanic, a dus în timpul Cambrianului la apariţia organismelor cu schelet şi la inovaţii radicale, masive în organizarea nevertebratelor. Biocenozele cambriene reprezintă deja biocenoze evoluate, cu piramide trofice şi lanţuri trofice bine definite, cu majoritatea tipurilor de interacţiuni interspecifice deja instalate, cum este cazul predatorismului, multa vreme desconsiderat la nivelul Cambrianului. În Cambrianul mediu se dezvoltase deja o provincialitate faunistică pronunţată, demonstrată de marea variabilitate şi distribuţie a faunelor cu trilobiţi.

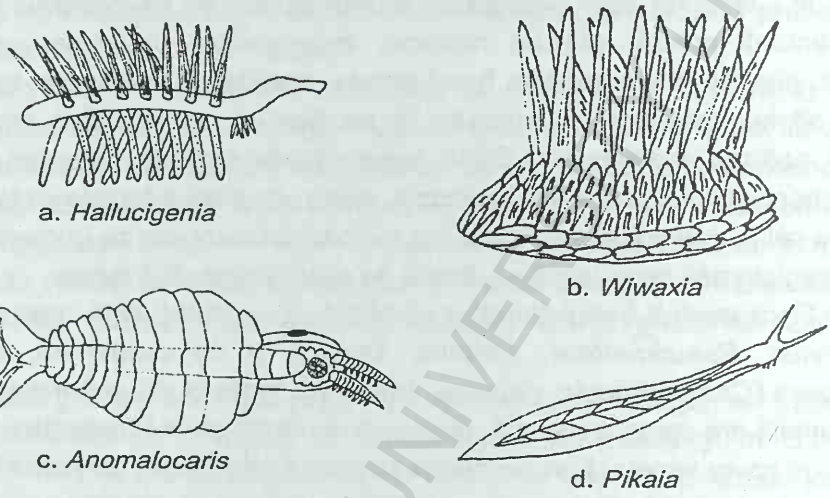
În Cambrian apar majoritatea încrengăturilor de nevertebrate marine cu reprezentanţi actuali, precum radiolari, forămanifere, spongieri, anthozoare, bivalve, gastropode, artropode, brachiopode, anelide, echinoderme, briozoare şi multe altele, însumând aproximativ 50 de filumuri, cu sau fără reprezentanţi actuali, apărute „instantaneu". Dintre încrengăturile extincte, cele mai cunoscute sunt arheociatidele, precum şi hiolitidele, alături de planuri bazale cu totul bizare, precum cel al *Hallucigeniei*. Trilobiţii şi trilobitoideii sunt din ce în ce mai diverşi, deşi înregistrează tipuri primitive, lipsite de posibilitatea de înrulare.

Flora marină înregistrează cyanobacterii, acritarhi, alge roşii calcaroase (*Epiphyton*, *Pseudoanthos*, *Kenella*, *Taninia*) şi de asemenea, alge verzi calcaroase (*Cambroporella*, *Yakutina*, *Mejerella*), toate în plin avânt evolutiv. Flora continentală era cvasiinexistentă, deşi se presupune că în Paleozoicul timpuriu a existat un covor vegetal firav de plante inferioare, alge, fungi sau licheni. O fosilă cambriană, probabil de natură vegetală, enigmatică, rămâne *Aldanophyton antiquissimum*, descris din depozite continentale din Siberia. Adevărata colonizare a domeniilor continentale, cu plante superiore, traheofite, s-a făcut cel mai devreme la sfârşitul Ordovicianului sau în Silurian.

Fauna excepţională conservată la Burgess, în Columbia Britanică, a fost descoperită de către Charles Walcott în 1909, ulterior colecţii majore constituite din această ocurenţa fiind depozitate la Muzeul Smithsonian, din Washington DC. Referitor la fauna de la Burgess există şi o bogata literatură ştiinţifică şi de popularizare, aşa cum este cazul lucrărilor lui Stephen Jay Gould (1989), Briggs et al. (1994) şi Conway-Morris & Whittington (1979, 1985).

În Canada, au fost descrise unele faune anterioare faunei de la Burgess, în Munţii MacEnzie, Canada, cu fosile de tipul lui *Lapwortella* şi *Archaeooides*, de vârstă Cambrian bazală. Fauna de la Burgess este în schimb extrem de bogată, atât în încrengături cu schelet cât şi în filumuri fără schelet, în special bentonice, ce trăiau pe fundul unei mări puţin adânci, epicontinentale, din apropierea ţărmului de vest al cratonului Laurenţian. Dintre organismele fără schelet sunt celebre *Hallucigenia* (Text-fig. 19.6a), cu afinităţi sistematice necunoscute, *Ottoia*, un

vierme priapulid, *Wiwaxia* (Text-fig. 19.6b), *Canadia* sau *Leanchoilia*. Dintre organismele cu schelet, cele mai cunoscute sunt *Marella splendens* (Text-fig. 18.10), *Olenoides serratus*, *Tuzoia*, *Sanctacaris* sau unul dintre prădătorii de top din biocenoza de la Burgess, *Anomalocaris* (Text-fig. 19.6c). Organisme bentonice, fixate de substrat, erau *Dinomiscus*, *Thaumaptilon* şi arheociatide. Un supravieţuitor edicacarian a fost *Kullingia*, în timp ce primul chordat, una dintre cele mai remarcabile inovaţii ale deflagraţiei cambriene, se numeşte *Pikaia gracilens* (Text-fig. 19.6d).



Text-fig. 19.6. Organisme cambriene de la Burgess Shale.

În România, în forajele executate în Platforma Moesică, s-au găsit gresii fine cambriene cu trilobitul *Paradoxides paradoxissimus* (Text-fig. 18.12b, Muţiu, 1980), faună cu mare importanţă paleobiogrografică.

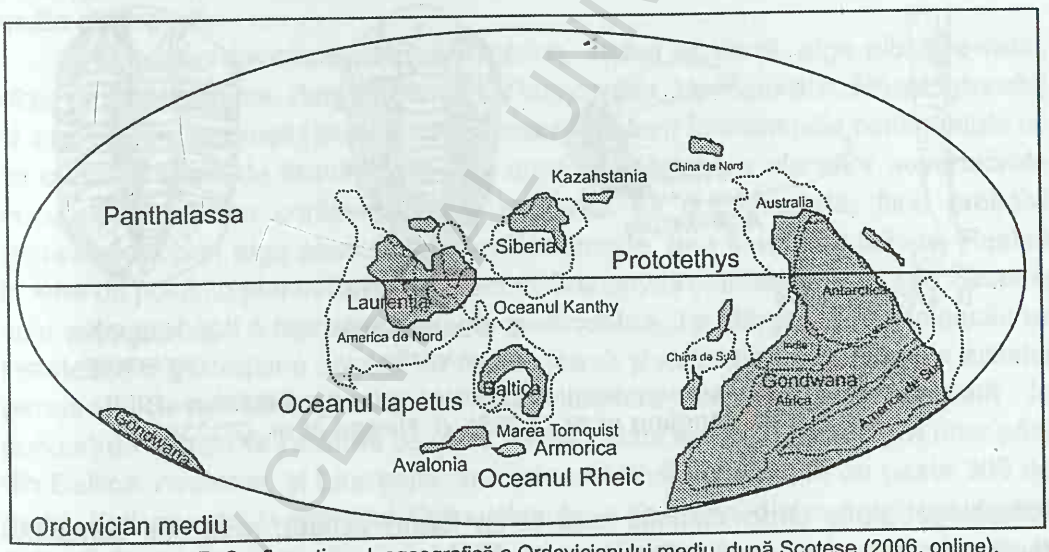
Relaţia între faunele proterozoice ediacariene şi faunele cambriene este încă destul de obscură şi face din originea faunelor cambriene o enigmă cu atât mai semnificativă. Diploblasticele şi triploblasticele cambriene au iniţiat noi procese de gastrulaţie, cu o ontogenie mult mai complicată decât cea a organismelor vendiene, fapt care a condus la diversificarea substanţială a faunelor de aceasta vârstă. Cambrianul a înregistrat două extincţii, una în Cambrianul mediu, moment în care dispar arheociatidele şi trilobiţii oleneloizi şi a două în Cambrianul terminal, când dispar alte tipuri de trilobiţi şi conodonte. Clima cambriană nu a înregistrat pulsuri de glaciaţiune şi de aceea se presupune că nici calota polară sudică nu era dezvoltată.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Perioada Ordoviciană

Ordovicianul a fost definit de către Lapworth în 1879, îşi trage numele după tribul galez numit ordovici şi îşi are stratotipul în Ţara Galilor, fiind definit ca o soluţie intermediară şi inspirată în conflictul dintre Sedgwick şi Murchinson în ceea ce priveşte sistemele Cambrian şi Silurian. Este perioada de mijloc a Paleozoicului timpuriu, a început acum 505 milioane de ani şi s-a sfârşit acum 435 milioane de ani (Anexa 1). Ordovicianul include faza paroxismală salairă sau sardă, la limita cu Cambrianul şi faza taconică, la limita cu Silurianul. Se împarte, de la vechi către nou, în Tremadocian, Arenigian, Llanvirnian, Llandeilian, Caradocian şi Ashgillian.

Ordovicianul este marcat de apariţia graptolitului flabeliform *Dictyonema flabelliforme* (Text-fig. 18.15) sau de apariţia conodontului *Iapetognathus fluctivagus*. Limita sa superioară, cu Silurianul, este marcată de apariţia graptolitului monograptid *Glyptograptus persculptus* sau a graptolitului *Akidograptus acuminatus*, ce marchează începutul Silurianului, peste ultima zonă cu graptolitul *Nemagraptus gracilis*, ce marchează topul sistemului Ordovician. Secţiunea tip clasică se găseşte în Ţara Galilor, dar alte secţiuni semnificative pentru sistemul Ordovician se găsesc şi în Canada, la Green Point, Newfoundland, în Scoţia, în Spania sau în Maroc.

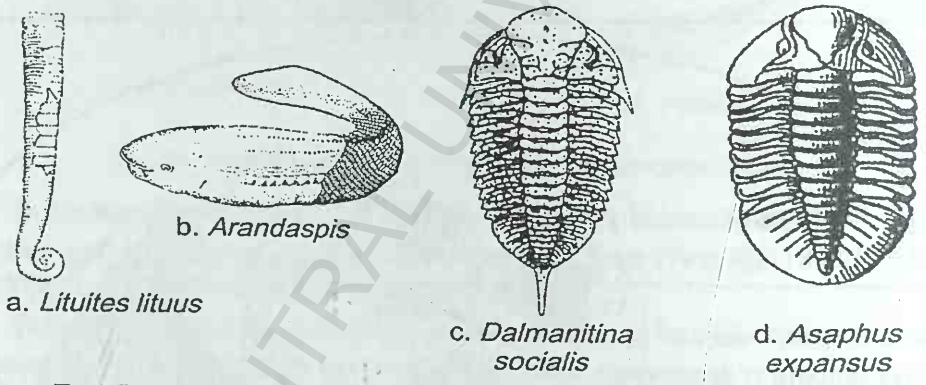


Text-fig. 19.7. Configuraţia paleogeografică a Ordovicianului mediu, după Scotese (2006, online).

Ordovicianul este marcat de o mare mobilitate crustală, fapt care pune probleme în reconstituirile paleogeografice pentru acest interval de timp (Fortey, 2005, Text-fig. 19.7). În general, Ordovicianul a fost caracterizat de restrângerea progresivă a Oceanului Iapetus, situat între Baltica şi Laurenţia, de apropierea

BCU "Ovidius" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Chinei de Sud de Kazahstania şi de accelerarea subducţiilor de pe rama de nord a Gondwanei, prin consumul de crustă oceanică a Oceanului Prototethys (Text-fig. 19. 7). Din Gondwana se desprinde o masă continentală importantă numită Avalonia, incluzând Ţara Galilor, sudul Angliei, Noua Scoţie şi Noua Anglie. Avalonia se deplasa spre nord, în direcţia Laurenţiei, rama nordică a Avaloniei înregistrând subducţia plăcii oceanice a Iapetusului. Avalonia a fost despărţită de Baltica prin Marea Tornquist, mare ce a avut o istorie relativ scurtă în timpul Ordovicianului, pe măsura ce Avalonia şi Baltica se apropiau una de cealaltă. La ruperea Avaloniei de Gondwana, prin riftarea unei fişii cu poziţie aproape Est-Vest din Gondwana, a luat naştere un ocean important pentru geografia Paleozoicului în general şi anume Oceanul Rheic, acest ocean deschizându-se în Ordovician şi încheindu-şi existenţa în Permian, o dată cu încheierea ciclului Hercinic. La Sud de Avalonia, desprinsă tot din Gondwana, s-a constituit un alt microcontinent, numit Armorica. Între continentele Baltica şi Siberia se găsea Oceanul Kanthy. Geografia microcontinentelor aflate în jurul marilor mase continentale a fost foarte complexă în timpul Ordovicianului, aceste microcontinente fiind în final acreţionate la masele continentale majore.



Text-fig. 19.8. Reprezentanţi ordovicieni. a, c: din Tătărâm (1988), b. Nistor-Hanganu et al. (1983), d. Neagu et al. (2003b)

Paleobiogeografia Ordovicianului este şi ea foarte variată, mult mai complexă decât cea a Cambrianului şi reflectă o un puternic provincialism controlat de batimetrie, clima, nutrienţi şi curenţi oceanici, precum şi de schimbarea progresivă a configuraţiilor paleogeografice ordoviciene. Se identifică provincii epicontinentale, de mare puţin adâncă, unde platformele carbonatate sunt numeroase şi provincii oceanice, cu asociaţii de organisme pelagice sau bentonice, ambele bine adaptate paleomediilor lor de viaţă, cu faciesuri de

adâncime reprezentate prin şisturi şi gresii fine cu graptoliţi şi alte organisme pelagice. Asociaţiile de faune marine ordoviciene sunt caracterizate de apariţia primilor recifi de anthozoare primitive, respectivi primii corali tabulaţi, stromatoporoide, hidrozoare, asociate cu briozoare, de bivalve şi gastropode primitive, brachipode precum *Orthis calligramma* (Text-fig. 18.14a) şi *Obolus apollinis*, alături de primii reprezentanţi ai molustelor nautiloidee, precum *Lituites lituus* (Text-fig. 19.8a) şi *Endoceras duplex*, ultimii fiind şi prădătorii de top în piramidele trofice ordoviciene. Echinodermele primitive au ca reprezentanţi pe *Echinosphaerites aurantium* şi *Bothriocidaris pahleni*. Apar şi primele primele vertebrate, lipsite de fălci sau agnate, cum este cazul lui *Sacabambaspis* şi *Arandaspis* (Text-fig. 19.8b). Conodontele s-au diversificat puternic, cu reprezentanţi precum *Promissum*, un conodont prădător de dimensiuni mari. Ordovicianul este perioada de înflorire a graptoliţilor flabeliformi, precum *Dictyonema flabelliforme* (Text-fig. 18.15b), alături de *Didymograptus extensus*, *Tetragraptus approximatus*, *Diplograptus multidens*, *Dicellograptus anceps*, toate aceste specii funcţionând şi ca fosile marker pentru vârstele ordoviciene. Trilobiţii se diversifică la rândul lor, cu numeroşi reprezentanţi precum *Dalmanitina socialis* (Text-fig. 19.8c), *Illaenus esmarckii* şi *Asaphus expansus* (Text-fig. 19.8d), printre multe alte specii.

Florele ordoviciene, exclusiv marine, includ acritarhi, alge albastre-verzi, alge verzi calcaroase, dasycladaceae (*Dasyporella, Vermiporella, Rhabdoporella*) şi alge calcaroase roşii (*Solenopora, Parachaetetes*). În domeniile continentale nu se cunosc resturi de faună, doar rare urme de deplasare ale unor nevertebrate necunoscute. Flora continentală nu este nici ea documentată, fiind probabil reprezentată prin alge asociate domeniilor umede, prin fungi sau licheni. Resturi incerte de posibile plante terestre, precum *Boiophyton*, *Akdalophyton* sau *Saxonia* sunt puţin probabil a reprezenta plante continentale. La sfârşitul Ordovicianului se instalează o glaciaţiune severă ce declanşează şi extincţia de la sfârşitul acestei perioade. Severitatea glaciaţiunii Ordovicianului terminal este marcată de acoperirea întregii Gondwane de către calota polară sudică, precum şi a unor părţi din Baltica, Avalonia, şi Laurenţia, scăderea nivelului oceanelor cu peste 300 de metri. Extincţia de la sfârşitul Ordovicianului a fost una dintre cele mai severe extincţii în istoria vieţii, fiind depăşită în amplitudine numai de extincţia de la sfârşitul Permianului sau de cea de la sfârşitul Cretacicului, prima marcând sfârşitul Paleozoicului şi a doua marcând sfârşitul Mesozoicului. Ordovicianul din România a fost descris din forajele din Platforma Moesică şi include o faună cu graptoliţi, precum *Didymograptus hirundo* şi *D.* cf. *extensus* (Macarovici & Turculeţ, 1972).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

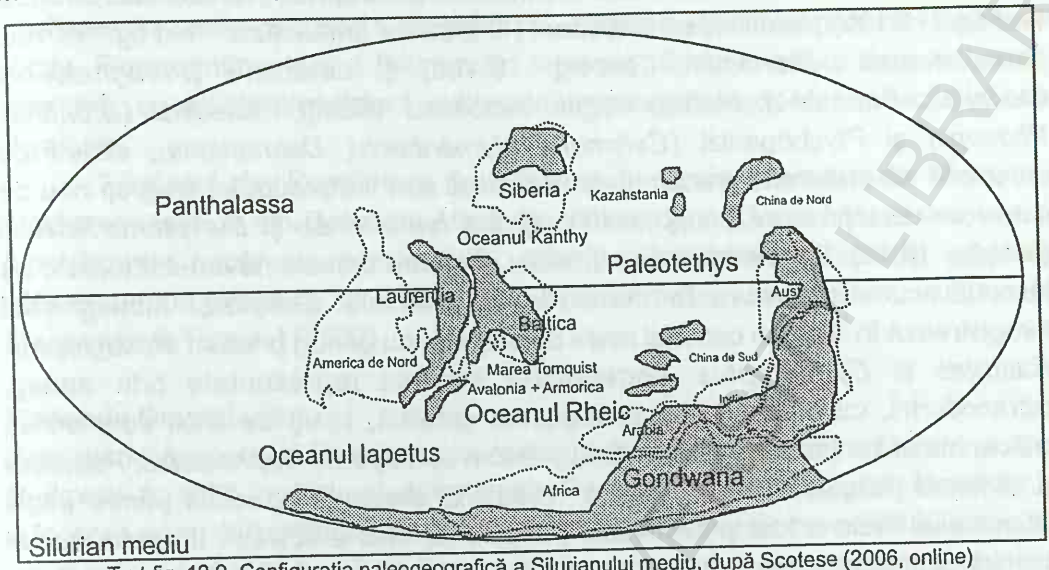
Perioada Silurianã

Silurianul este perioada terminală a Paleozoicului timpuriu, a fost definit de către Murchinson în 1835 şi îşi are stratotipul în Ţara Galilor, primindu-şi numele după siluri, un trib britanic. Silurianul a început acum 435 milioane de ani şi s-a încheiat acum 410 milioane de ani, include faza taconică, la limita cu Ordovicianul şi faza ardenică, la limita cu Devonianul. Se împarte în Llandoverian, Wenlockian, Ludlowian şi Pridolian. Este o perioadă relativ scurtă de timp geologic (Anexa 1). Silurianul începe cu apariţia graptolitului *Parakidograptus acuminatus* (Cocks, 2005b) şi se încheie cu apariţia graptolitului monograptid *Monograptus uniformis*, indicator al Devonianului în faciesurile marine. Secţiuni tip ale Silurianului se găsesc şi în Scoţia, unde abundenţa fosilelor a permis o stratigrafie de detaliu a acestui sistem. Alte regiuni semnificative pentru geologia şi paleontologia sistemului Silurian se găsesc de-a lungul fluviului Nistru, în Canada, în zona Anticosti, în Norvegia, Suedia, precum şi în statul New York (SUA), la granita cu statul Ontario (Canada).

Din punct de vedere paleogeografic (Text-fig. 19.9), un eveniment silurian tectonic important este coliziunea dintre Avalonia şi Baltica, la începutul Silurianului, dar această coliziune a avut loc oblic, astfel încât rezultatele acestei coliziuni nu au fost puternic evidenţiate orogenetic. Coliziunea dintre Baltica-Avalonia, pe de o parte şi Laurenţia, pe de altă parte, a avut loc în termeni severi din punct de vedere tectonic, definitivându-se orogeneza caledoniană. Acestei catene cutate, ridicată în principal din coliziunea dintre Baltica-Avalonia şi Laurenţia, îi aparţin Alpii Scandinavi, Apalaşii şi munţii Grampieni din Scoţia, alături de Alpii Stauning şi alte catene cutate din Groenlanda de Est. Subducţiile de-a lungul marginii nord-vestice a Gondwanei au condus la un vulcanism accentuat şi la apariţia de arcuri vulcanice subsecvente, reprezentate azi în Australia şi Noua Zeelanda (Cocks, 2005b). Coliziunea siluriană dintre Baltica-Avalonia şi Laurenţia a condus la formarea unui continent numit „Continentul vechii gresii roşii", numit Euramerica sau Laurusia, definitivat la începutul Devonianului. Datorită dimensiunilor sale, Laurusia devoniană a indus un climat arid în domeniile sale continentale, fapt care a condus la formarea de sedimente continentale roşii, bogate în oxizi de fier, de unde şi numele de „Continentul vechii gresii roşii". Un asemenea efect climatic, caracteristic formării unor mase continentale majore controlate climatic în condiţii de ariditate, a mai avut loc în timp geologic în Permian şi în Triasic, o dată cu formarea supercontinentului Pangeea, la coliziunea dintre Gondwana şi Laurusia. Oceanele Panthalassic şi Rheic şi-au continuat existenţa, iar Oceanul Iapetus a înregistrat o restrângere progresivă, între Laurusia şi Gondwana, prin subducţii duble, sub ambele mase

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

continentale. Oceanul Iapetus şi-a încheiat existenţa în Silurianul târziu, o dată cu încheierea ciclului Caledonian. Kazahstania, China de Nord şi Siberia au rămas mase continentale apropiate, dar independente, grupate în emisfera nordică.



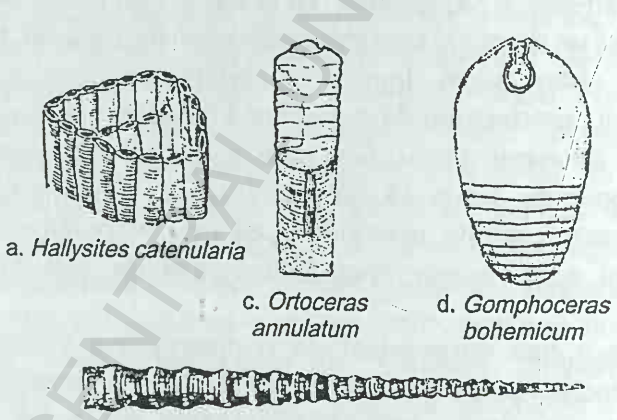
Text-fig. 19.9. Configuraţia paleogeografică a Silurianului mediu, după Scotese (2006, online)

Marginea de nord-vest a Gondwanei, cu domenii marine de şelf, a constituit în timpul Silurianului un domeniu epicontinental marin neoxigenat, fapt care a permis acumularea de şisturi negre, bogate în materie organică şi în fosile marine pelagice. Condiţii caracterizate de o mai bună oxigenare a masei de apă marine s-au instalat în Silurianul târziu, fapt care a permis instalarea unor platforme carbonatate importante. Tot în Silurianul târziu şi-au făcut apariţia lagune în jurul Laurusiei, fapt care a permis acumularea de roci evaporitice, reprezentate prin gips, anhidrit şi sare, aceste roci fiind cunoscute sub numele de facies Downtonian.

Silurianul a fost caracterizat de o diversificare importantă a faunelor marine, post extincţie, ca rezultat al încheierii glaciaţiunii ordoviciene. Construcţiile recifale, primele din istoria geologică generate de corali, înregistrează o biodiversitate crescută de organisme bentonice sesile, cu corali tabulaţi, briozoare, tetracorali, crinoide, alge calcaroase verzi (*Rhabdoporella*, *Vermiporella*, *Girvanella*, apărute în Ordovician sau *Hedstroemia*) şi roşii, bivalve şi brachiopode, alături de o mulţime de grupe de faună bentonică vagilă sau liberă, precum trilobiţi din ce în ce mai evoluaţi, artropode merostomate şi gastropode. Fauna marină înregistrează noi grupe, precum coralii tabulaţi (*Hallysites catenularia*, Text-fig. 19.10a; *Favosites gotlandica*), tetracorali (*Acervularia*

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ananas), stromatoporoide, brachipode articulate (*Strophonema rhomboidalis*, *Spirifer*, *Chonetes*, etc), cu tipuri noi precum rhynchonellidele şi spiriferidele şi nearticulate, echinoderme cistoidee şi crinoidee, gastropode (*Tentaculites ornatus*, Text-fig. 19.10b), nautiloidee ortocone (*Ortoceras annulatum*, Text-fig. 19.10c, *Gomphoceras bohemicum*, Text-fig. 19.10d) şi cirtocone (*Phragmoceras broderipi*). Faunele bentonice vagile includeau trilobiţi Phacopizi (*Bronteus*, *Phacops*) şi Ptychopariizi (*Calymene blumenbachi*, *Dalmanitina*), alături de artropode merostomate precum gigantostraceii sau euripteridele, un grup nou de carnivore de top, reprezentaţi prin *Pterigotus buffaloensis* şi *Eurypterus fischerii* (Text-fig. 18.13). Euripteridele se numărau şi printre primele nevertebrate care au început scurte incursiuni în domeniile continentale. Graptoliţii monograptizi înregistrează în Silurian cea mai mare diversitate, cu genuri precum *Monograptus*, *Rastrites* şi *Cyrtograptus*. Vertebratele au fost reprezentate prin agnaţi, ostracodermi, cu plăci osoase în regiunea cefalică, lipsiţi de fălci, doar cu un orificiu bucal ventral, cu reprezentanţi precum *Jamoytius*, *Cephalaspis*, *Pteraspis* şi *Birkenia* (Saulea, 1967, Tătărâm, 1988). O prezenţă specială printre peştii Silurianului târziu a fost şi *Climatius*, posesor de fălci articulate, un precursor al peştilor cartilaginoşi-ososi.



Text-fig. 19.10. Reprezentaţi faunistici silurieni.
a-c: după Tătărâm (1988)

În domeniile continentale, flora îşi începe ofensiva de colonizare a noilor spaţii terestre, Silurianul superior înregistrând apariţia primelor plante superioare, traheofite. Ele aparţin rhyniofitelor, cum este cazul lui *Cooksonia*, sau pteridofitelor licopside, cum este cazul lui *Baragwanathia* (Text-fig. 17.17). Colonizarea

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

domeniilor continentale de către plante, precum şi problemele ridicate sub aspect fiziologic, a fost descrisă în detaliu într-un capitol anterior de Paleobotanică. Faunele continentale ale Silurianului nu sunt documentate precis, însă există date privitoare la unele artropode arahnide şi milipede sau miriapozi, în Silurianul târziu. Flora continentală a Silurianului superior rămâne însă o flora ierbacee, primitivă, cu plante insuficient cutinizate, reprezentate aproape exclusiv prin rhyniofite.

Silurianul din România a fost descris în foraje executate în Platforma Moldovenească şi din Dobrogea, include chitinozoare (*Conochitina intermedia*), brachiopode (*Leptaena rhomboidalis*), trilobiţi (*Dalmanites caudatus*), graptoliţi (*Monograptus priodon*) şi conodonte (*Panderodus unicostatus*), citate de Macarovici & Turculeţ (1972).

Perioada Devoniană

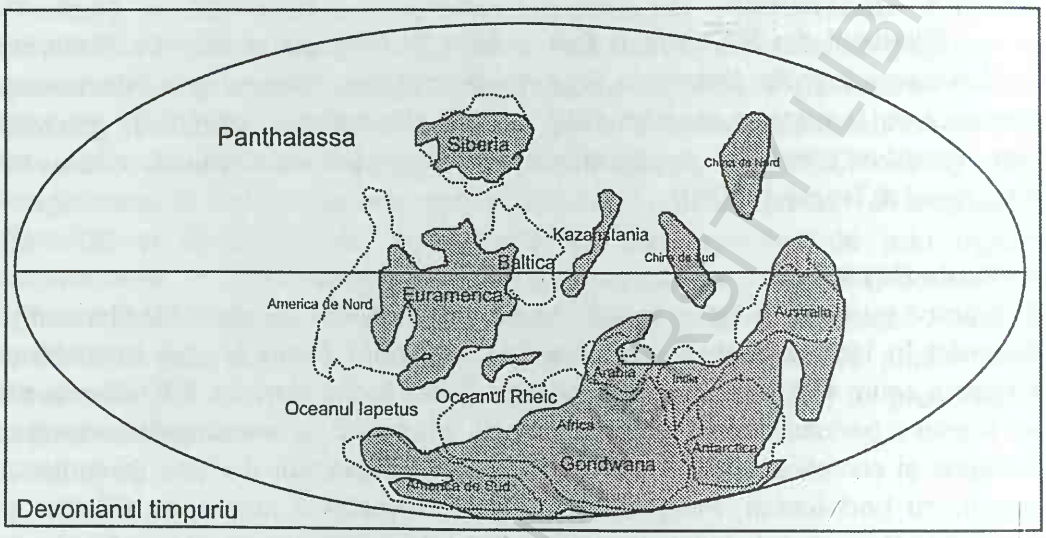
Este prima perioadă a Paleozoicului târziu, a fost definit de către Murchinson şi Sedgwick în 1839, avându-şi stratotipul în Devonshire, Sudul Angliei. Devonianul a început acum 410 milioane de ani (Anexa 1), s-a încheiat acum 360 milioane de ani şi este o perioadă lungă de timp geologic, presarată cu evenimente tectonice, biologice şi climatice importante pentru istoria Pământului. Include Devonianul inferior, cu Lochkovian, Praguian şi Emsian, Devonianul mediu, cu Eifelian şi Givetian şi Devonianul superior, cu Frasnian şi Famennian. La limita cu Silurianul se înregistrează faza ardenică, la începutul Devonianului mediu, fază erică şi la limită cu Carboniferul, faza bretonă. Devonianul debutează cu apariţia graptolitului monograptid *Monograptus uniformis* şi se încheie cu apariţia cefalopodului goniatit *Gottendorfia subinvoluta*, marker pentru baza Carboniferului.

Paleogeografia Devonianului (Text-fig. 19.11) este marcată de existenţa Laurusiei, numită de către unii autori şi Euramerica, formată prin coliziunea dintre Baltica-Avalonia şi Laurenţia, în urma căreia s-a încheiat ciclul caledonian, la sfârşitul Devonianului a dispărut Oceanul Iapetus şi s-a ridicat catena caledoniană. Laurusia sau Eurmamerica mai este cunoscută şi sub numele de „Continentul vechii gresii roşii", „Old red sandstone" sau ORS, datorită climatului arid care i-a caracterizat existenţa, demonstrat prin formarea de gresii roşii, bogate în oxizi de fier. În timpul Devonianului, Kazahstania şi Siberia se apropiau tot mai mult de Laurusia, în timp ce Gondwana se apropia la rândul ei tot mai mult de acest continent, prin reducerea progresivă a Oceanului Rheic, ce era consumat către nord, de către o subducţie sub Euramerica. Continentele China de Sud şi China de Nord se apropie de Gondwana, într-o mişcare convergentă, în apropierea lor găsindu-se Oceanul Paleotethys, omologul oriental al Oceanului

BCU "I. G. DUCA" UNIVERSITY LIBRARY

Rheic şi urmaş al domeniului oceanic Prototethys din Cambrian şi Ordovician. Din punct de vedere tectonic, Devonianul poate fi considerat ca o perioadă de restrângere a domeniilor oceanice perigondwanice şi perieuramericane, într-o mişcare convergentă a maselor continentale care a anticipat formarea, în Permian, a supercontinentului Pangeea.

Devonianul a fost marcat de o răcire climatică progresivă, înregistrând



Text-fig. 19.11. Configuraţia paleogeografică a Devonianului timpuriu, după Scotese (2006, online)

trecerea de la climatul cald, de efect de seră sau de „green house" al Paleozoicului timpuriu, la climatul mai rece, de „ice house", al Paleozoicului târziu, răcire marcată de scăderea drastică a paleoconcentraţiei globale de bioxid de carbon, la sfârşitul Devonianului (McGhee, 2005). O asemenea scădere a paleoconcentraţiei globale de bioxid de carbon în Devonian a fost determinată de dezvoltarea covorului vegetal terestru, ca urmare a colonizării uscatului de către plantele superioare, la sfârşitul Silurianului. Subsecvent, nutrienţii ajunşi în domeniile marine epicontinentale au condus la înfloriri majore de alge marine, care au fixat carbonul oceanic cu o rată de fixare accelerată, procesul de scădere a paleoconcentraţiei globale fiind în acest mod şi mai accelerat. Paleoconcentraţia de bioxid de carbon atmosferic la începutul Devonianului era de aproximativ 12-14 ori mai ridicată decât azi, în timp ce la sfârşitul acestei perioade, paleoconcentraţia globală nu depăşea de 2 ori nivelul de astăzi (McGhee, 2005). De aceea, la sfârşitul Devonianului s-a dezvoltat o calotă glaciara groasă pe cuprinsul teritoriului Gondwanei, în jurul Polului Sud.

Din punct de vedere paleobiologic, Devonianul este o perioadă de inovaţii

BCU ASE CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

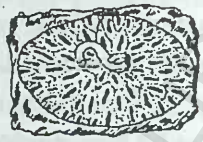
şi de avânt evolutiv, martor al triumfului vieţii continentale în toată diversitatea ei. Domeniile continentale sunt colonizate intensiv de către plantele superioare, debarcate încă din timpul Silurianului superior. Aceasta colonizare a implicat inovarea mai multor tipuri de planuri bazale pentru traheofite, precum pteridofitele şi gimnospermele, cu majoritatea claselor şi ordinelor lor primitive. Colonizarea a avut ca efect şi schimbarea climatică petrecută în timpul Devonianului, dar a indus şi un avânt evolutiv pentru nevertebratele şi vertebratele terestre, aflate într-o strânsă coevoluţie cu flora devoniană. Astfel, artropodele, peştii continentali şi primii amfibienii au înregistrat o biodiversitate explozivă, micro- şi macroevolutivă. În domeniile marine şi oceanice, continua diversificarea accelerată a multor grupe de nevertebrate, precum corali, gastropode, bivalve, nautiloidee şi ammonoidei goniatitizi, trilobiţi, în timp ce vertebratele înregistrează inovaţia peştilor placodermi, cu fălci sau apariţia de noi tipuri prin renunţarea la carapace şi apariţia peştilor cartilaginoşi-ososi prin primii rechini şi a peştilor crossopterigieni, ultimii asigurând trecerea către primii amfibieni.

Plantele superioare devoniene înregistrează o veritabilă explozie evolutivă, prin diversitate şi complexitate. În Devonian, nematofitele (*Spongiophyton*, *Prototaxites*, Text-fig. 17.10c; *Pachytheca*, Text-fig. 17.10d), rhyniofitele (*Rhynia*, Text-fig. 17.12; cu *Rhynia gwine-waughanii*, *Rhynia major*), zosterofitele (*Zosterophyllum,* Text-fig. 17.14, cu *Z. rhenanum*; *Nothia aphylla, Gosslingia cordiformis*) şi în special trimerofitele (*Trimerophyton*, *Psilophyton*, Text-fig. 17.15, *Pertica*) constituie materia primă pentru noutăţile evolutive introduse la nivelul pteridofitelor licopside cu ordinele Drepanophycales (*Drepanophycus spinaeformis*, *Asteroxylon mackiei,* Text-fig. 17.18), Protolepidodendrales (*Protolepidodendron scharianum, Lepidosigillaria whitei*), sfenopside (*Pseudobornia ursina*, *Archaeocalamites radiatus*) sau a primelor filicopside. Gimnospermele îşi aveau şi ele suşa în grupul trimerofitelor, primele gimnosperme apărute în Devonianul târziu fiind grupate la Progimnosperme, cu Ordinele Archaeopteridales (*Archaeopteris macillenta,* Text-fig. 17.24) şi Aneurophytales (*Aneurophyton*), dispărute la sfârşitul Devonianului, o dată cu puseul glaciar ce produce criza Frasnian-Famenniană. Pteridospermopsidele (ferigile cu sămânţă) apar în Devonianul târziu, introducând noi inovaţii legate de protecţia seminţei şi de arhitectura corpului vegetativ, cum este cazul lui *Moresnetia* şi a lui *Elkinsia*, primele ferigi cu sămânţă de vârstă Famenniană. Devonianul este perioada în care au apărut primele asociaţii forestiere, pădurea Devoniană fiind dominată de progimnosperme (*Archaeopteris*) şi sfenopside (*Pseudobornia*), etajul inferior fiind ocupat de coroanele licopsidelor şi a filicopsidelor. De asemenea, o dată cu dezvoltarea pădurilor, apar şi primele

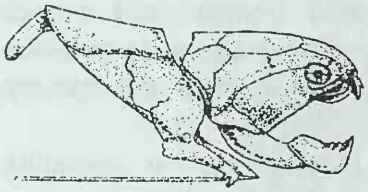
BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

incendii majore forestiere, documentate încă de la începutul Devonianului în flora de la Rhynie, de către Glasspool & Edwards (2004). O localitate clasică în Paleobotanică este localitatea scoţiană Rhynie, unde a fost descrisă o bogată floră cu traheofite devonian inferioare, excepţional conservată în cherturi. Flora de la Rhynie este asociată şi cu o bogată faună de artropode terestre.

a. *Ichtyostega*



b. *Pleurodictyum problematicum*



c. *Dunkleosteus*

d. *Cladoselache*

Text-fig. 19.12. Reprezentanţi devonieni.
a, c, d: după Nistor-Hanganu et al. (1983), b. Tătărâm (1988)

Fauna continentală a fost marcată de diversificarea artropodelor, cu grupele arahnide, milipede (miriapozi) şi insecte, de apariţia primilor amfibieni, cum este cazul lui *Ichtyostega* (Text-fig. 19.12a), veriga lipsă dintre peşti şi amfibieni, descoperită în Groenlanda, alături de *Acanthostega*. Peştii rhipidişti, precum *Eusthenopteron*, se deplasau frecvent pe uscat, alături de peştii pulmonaţi (*Dipterus*), alături de peşti agnaţi (*Groenlandaspis*).

Flora marină era reprezentată prin acritarhi, alge verzi planctonice şi calcaroase, precum şi prin rodofite. Fauna marină Devoniană număra foraminifere, tabulaţi (*Pleurodictyum problematicum*, Text-fig. 19.12b), tetracorali (*Calceola sandalina*), echinoidee, crinoidee şi blastoidee. Amonoideele şi-au făcut apariţia prin goniatitide, precum *Anarcestes* şi *Manticoceras* şi prin clymeniide, precum *Kosmoclymenia undulata*. Nautiloideele includ reprezentanţi cirtoconi sau ortoconi. Gastropodele rămân mai mult sau mai puţin neschimbate, iar bivalvele s-au diversificat şi în mediile lagunare şi dulcicole (*Amnigenia*).

Trilobiţii sunt reprezentaţi ca şi în Silurian prin Ptychopariide şi Phacopidae, iar merostomatele rămân mai mult sau mai puţin neschimbate. Vertebratele marine includeau agnate, cu carapace, cum este cazul lui

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

Pterichtyodes, peşti fără carapace, placodermi, cum este cazul lui *Dunkleosteus* (Text-fig. 19.12c), un prădător de top, gigant al mărilor devoniene, peşti cartilaginoşi-ososi, precum *Cladoselache* (Text-fig. 19.12d) şi peşti crossopterigieni evoluaţi, precum *Holoptychius*.

Ambianţele depoziţionale continentale Euramericane au permis instalarea unor faciesuri cu gresii roşii, de tip „red beds". Faciesurile marine includ calcare recifale cu tetracorali, tabulaţi şi stromatoporoide, precum şi gresii fine, fosilifere, epicontinentale. Faciesurile bazinale, de apă adâncă, includ şisturi negre, descrise în Germania şi sub numele de şisturi de Hunsruck, cu o faună fosilă semnificativă.

Sfârşitul Devonianului a fost marcat de o extincţie în masă, resimţită în special în domeniul marin şi oceanic, unde dispar aproximativ 70% din numărul de genuri şi specii. Această extincţie este datorată cel mai probabil răcirii climatice şi dezvoltării calotei glaciare gondwaniene. Motivul scăderii de temperatură a fost probabil legat de dezvoltarea covorului vegetal, de dezvoltarea fitoplanctonului şi de unele manifestări vulcanice care au contribuit la instalarea unui efect de iarnă vulcanică, ultima ipoteză fiind o ipoteză încă disputată în Geologie. Biodiversitatea marină a descrescut dramatic spre sfârşitul Devonianului, încă din Frasnian, în timp ce la începutul Devonianului, în Lockhovian şi Praguian, biodiversitatea se găsea în creştere accelerată. Începând cu Eiffelianul şi în timpul Givetianului, biodiversitatea scade, pentru a înregistra valori minime începând cu Frasnianul, criza Frasnian-Famenniană purtând şi numele de "evenimentul Hangenberg". În particular, la limita dintre Frasnian şi Famennian, a avut loc o cădere bruscă a temperaturii medii anuale globale, fapt care a declanşat accelerarea tempo-ului extincţiei, ocazie cu care au dispărut o mare parte dintre grupele de nevertebrate marine şi de plante superioare, terestre, cum este şi cazul progimnospermului *Archaeopteris*.

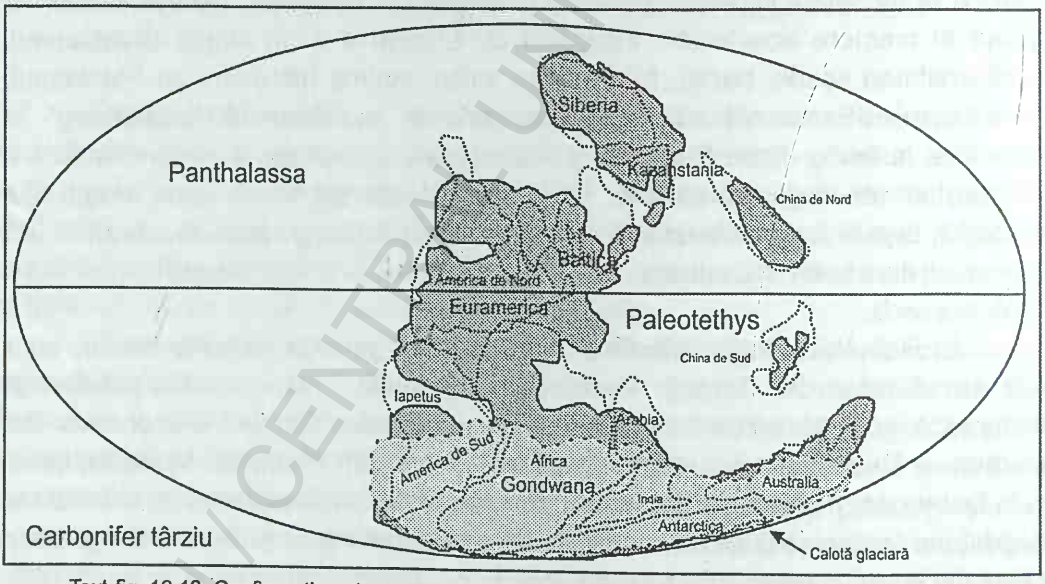
În România, depozitele devoniene sunt în general metamorfozate, cum este cazul celor din Carpaţii Meridionali, în Munţii Ţarcu, cu *Psilophyton* şi *Archaeopteris*, descrise de Semaka (1970) sau pe Valea Dunării, la Drencova. De asemenea, Devonianul nemetamorfozat este prezent în Platforma Moesică, iar la zi, în Dobrogea, în dealurile Bujoarele, descoperit de Ion Simionescu şi detaliat de Magdalena Iordan (1973). La Bujoarele (Bujorul Românesc şi Bujorul Bulgaresc) a fost declarată o rezervaţie paleontologică, cu specii dintre crinoide, tentaculiti, brachiopode şi trilobiţi, precum *Tentaculites scalaris*, *Acrospirifer primaevus*, *Orthotethes umbraculum*, *Spirifer hercynense*, *Hysterolithes hystericus*, *Dalmanella cricularis*, *Schelwienella hipponyx*, printre multe altele.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Perioada Carboniferă

Carboniferul a fost definit de către William Conybeare şi William Phillips, în 1822, în Anglia şi este perioada de mijloc a Paleozoicului târziu. A început acum 360 miloane de ani, s-a încheiat acum 295 milioane de ani şi a fost o perioadă lungă de timp geologic (Anexa 1). Cuprinde faza paroxismală bretonă, la limita cu Devonianul, faza sudetă, la limita dintre Carboniferul inferior şi cel superior şi faza asturică, la limita dintre Westphalian şi Stephanian. Ca subdiviziuni, Carboniferul inferior include Tournaisianul şi Viseanul, iar cel superior Serpukhovianul, Bashkirianul, Moscovianul, Kasimovianul şi Gzelianul. Diviziunile Carboniferului superior în facies continental, numit şi Silezian, sunt: Namurianul, Westphalianul şi Stephanianul. Carboniferul debutează cu conodontul *Siphonodella sulcata*, goniatitidul *Gottendorfia subinvoluta* şi se încheie cu apariţia lui *Streptognathodus wabaunsensis* şi a amonoideului *Properinites*, ce marchează începutul Permianului. În America de Nord, Carboniferul este împărţit în Mississippian sau Carbonifer inferior şi Pennsylvanian sau Carbonifer superior, cu o limită ce nu corespunde limitei Carbonifer inferior - Carbonifer superior din domeniul gondwanic sau siberian (Scott, 2005).

Carboniferul a fost o perioadă caracterizată de îngustarea progresivă a



Text-fig. 19.13. Configuraţia paleogeografică a Carboniferului târziu, după Scotese (2006, online)

Oceanului Rheic şi a altor domenii oceanice între Euramerica, Siberia şi Gondwana, în pregătirea formării supercontinentului Pangeea, din perioada Permiană (Text-fig. 19.13). De asemenea, a fost caracterizată de o climă tipică de

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

"ice house", de înflorirea vegetaţiei continentale, cu efect legat de generarea unor mari depozite de cărbuni, depuşi în banda tropicală umedă, a domeniilor continentale. Ca evenimente paleobiologice, în domeniile terestre în Carbonifer au apărut primele reptile, primele conifere, cicadopside şi ginkgoale, ca inovaţii structurale la plane bazale deja experimentate în timpul Devonianului. În domeniile marine şi oceanice, se diversificau amonoideele şi s-a redus biodiversitatea trilobiţilor şi a merostomatelor, concomitent cu perfecţionarea structurală a acestora.

Clima carboniferă, datorată în special paleoconcentraţiei globale de bioxid de carbon şi a configuraţiei paleogeografice, a fost caracterizată de existenţa unor benzi climatice, de la rece, polară, la temperat aridă şi respectiv tropicală. Banda climatică tropicală a avut un rol deosebit în dezvoltarea ecosistemelor terestre, respectiv în creşterea biodiversităţii floristice şi faunistice, în special în timpul Carboniferoul superior, cel mai important interval antracolitic în istoria geologică. În timpul Carboniferului, clima a fost în general dominată de caracterul de "ice house", cu menţinerea permanentă a unei calote glaciare în jurul Polului Sud, în domeniul continental al Gondwanei. Dealtfel, în Africa de Sud se înregistrează astăzi depozite foarte groase cu tillite carbonifere, indicatoare ale unor ambianţe sedimentare glaciare care s-au dezvoltat şi au migrat puternic de-a lungul Carboniferului. În Carboniferul timpuriu, Polul Sud este indentificat la nivelul Africii centrale, în Carboniferul târziu să fie determinat spre Etiopia şi Somalia, pentru ca în Permian să fie identificat în Antarctica, toate aceste continente fiind unite în Paleozoicul târziu în cadrul masei continentale gondwanice. Identificarea Polului Sud şi a migraţiei acestuia în raport cu deriva continentelor în Paleozoicul târziu s-a făcut pe baze sedimentologice, indicaţiile glaciare ale tillitelor sau a morenelor glaciare consolidate, fiind cei mai fideli markeri.

Flora continentală carboniferă includea pteridofite şi gimnosperme, cu o mare biodiversitate, în special în timpul Carboniferului superior, în Namurian, Westphalian şi Stephanian (Pennsylvanian). Briofitele erau în plină diversificare, atât prin Hepaticae cât şi prin Muscinee. Pteridofitele erau grupul cel mai divers, care înregistrează avântul evolutiv cel mai puternic în Carbonifer, alături de o biodiversificare explozivă, alături de unele grupe de gimnosperme, cum este cazul pteridospermelor. Dintre pteridofite, sfenopsidele sunt reprezentate prin forme arborescente equisetale (*Calamites*, Text-fig. 17.16a-c) sau ierbacee, sphenophyllacee (*Sphenophyllum*, Text-fig. 17.16d). Licopsidele lepidodendracee sunt extrem de diverse în Carboniferul târziu (*Lepidodendron*, Text-fig. 17.19a-d; *Lepidophloios*, *Sigillaria*), atingând talii gigantice, în timp ce licopsidele din Ordinul Isoetales, precum *Chaloneria cormosa* şi din Ordinul Lycopodiales, precum

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Oxroadia gracilis, sunt rare. Pădurile de lepidodendracee au produs în Carbonifer o masă lemnoasă masivă în centura climatică tropicală, astfel încât producerea de cărbuni westphalieni a fost substanţială pentru acest interval de timp. Pădurile de lepidodendracee au fost treptat înlocuite în Stephanian prin păduri cu ferigi arborescente de tipul lui *Psaronius* (Text-fig. 17.22a-b), masa lemnoasă carbogeneratoare fiind de asemenea substanţială, dar de natură diferită. Această înlocuire s-a făcut în urma fazei paroxismale asturice, care a indus schimbări climatice şi depoziţionale în centura climatică tropicală la nivelul Carboniferului terminal.

Filicopsidele sau ferigile propriu-zise carbonifere reprezintă un grup extrem de divers şi de interesant, fiind reprezentat prin Eusporangiate şi Leptosporangiate deopotrivă. Grupele ancestrale de filicopside precum Cladoxylales (*Cladoxylon*), Iridopteridales, Stauropteridales (*Stauropteris*), Coenopteridales şi Zygopteridalele (*Zygopteris*) s-au găsit alături de Marattiale (*Psaronius*, *Pecopteris*, *Acitheca*) şi Filicales sau ferigile moderne, cu familiile Botryopteridaceae, Anachoropteridceae, Psalixochlaeniaceae, Sermayaceae şi Tedeleaceae, toate grupele furnizând şi numeroase specii carbogeneratoare importante, în special Marattialele.

Gimnospermele carbonifere includeau în mod special pteridospermopsidele sau ferigile cu sămânţă şi coniferopsidele, în timp ce cicadopsidele şi ginkgopsidele îşi fac apariţia în Carboniferul târziu. Pteridospermopsidele carbonifere sunt reprezentate prin ordinele Pityales (*Pitus*), Medullosales (*Medullosa*), Lyginopteridales (*Lyginopteris*, Text-fig. 17.25), Callistophytales (*Callistophyton*), Calamopityales (*Calamopitys*, *Stenomyelon*), Buteoxylonales (*Buteoxylon*) şi Glossopteridales (*Glossopteris*, subordonate în Carboniferul terminal, dar dominante în Permian, indicatoare tipice pentru provincia paleofloristică Gondwana), printre multe alte grupe, au dat specii importante din punct de vedere carbogenerator şi au jucat un rol foarte important în ecologia pădurilor carbonifere. De asemenea, pteridospermele carbonifere sunt deosebit de importante din punct de vedere filogenetic, pregătind şi anticipând evolutiv grupele permiene şi mai ales cele mesozoice. Spre sfârşitul Carboniferului apare şi Ordinul Peltaspermales, cu *Autunia*, *Arnhardtia*, *Lodevia* şi *Rhachyphyllum*, pteridosperme importante mai ales pentru Permianul timpuriu, rare în Carboniferul terminal. Coniferopsidele includ Ordinul Cordaitales, grupul predominant de conifere carbonifere, cu frunza lată, cum este cazul lui *Cordaites*, un grup foarte important filogenetic, reprezentând suşa coniferelor Voltizales şi respectiv a coniferelor propriu-zise, ale Ordinului Coniferales. Cordaitalele au fost studiate de Rudolf Florin, care a propus şi o filogenie a coniferelor, pornind de la grupul lor de

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

origine, Cordaitales. Conifere carbonifere mai evoluate decât cordaitalele sunt reprezentate prin Ordinul Voltziales, Familia Walchiaceae (*Walchia*, *Ernestiodendron*, *Otovicia*, etc.), apărute spre sfârşitul Carboniferului.

Carboniferul reprezintă un moment de mare avânt evolutiv pentru traheofite, în urma condiţiilor paleoecologice excepţionale pentru dezvoltarea unor păduri tropicale extinse în cuprinsul centurii tropicale. Biodiversitatea plantelor superioare carbonifere şi avântul lor evolutiv a fost egalat în amplitudine numai de carbogeneza exuberantă, apărută ca efect al acestui avânt evolutiv. Plante carbogeneratoare carbonifere importante se regăsesc printre sfenopside, licopside, pteridosperme şi conifere cordaitale, plante care au făcut posibilă geneza unor zăcăminte semnificative de vârstă carboniferă, aceste zăcăminte reprezentând şi baza energetică a revoluţiei industriale începută în Anglia secolului XVIII.

Zonarea fitogeografică a Carboniferului superior (Willis & McElwain, 2002) includea un biom tropical umed (America de Nord, China şi Nordul Africii), un biom tropical umed vara, un biom subtropical deşertic (Groenlanda, Canada de Nord, Brazilia, Africa de Vest), un biom cald temperat corespunzător paleobioprovinciilor angariene şi parţial gondwanice şi un biom de climat rece, arctic (Siberia de Nord-Est şi Gondwana centrala). Provinciile floristice şi faunistice carbonifere clasice se împărţeau în Provincia Euramericană, Angariană şi Gondwanică.

Vertebratele au inovat grupul antracozaurilor, tetrapode ce reprezintă suşa sau grupul de origine al reptilelor propriu-zise şi au înregistrat apariţia primelor reptile, cum sunt cazurile lui *Hylonomus* şi *Palaeothyris*, descrise din localitatea Joggins, din Noua Scoţie, Canada. Dintre antracozaurii carboniferi făceau parte *Seymouria* şi *Eogyrinus*. Peştii de apă dulce erau reprezentaţi prin genuri precum *Cambona*. Tot dintre amfibieni făceau parte şi temnospondilii sau labirintodonţii, cum este cazul lui *Eryops*, *Cacops* şi *Mastodonsaurus*. Insectele au înregistrat un avânt evolutiv fără precedent, în coevoluţie cu flora exuberantă, astfel încât au apărut grupe noi de gândaci (*Palaeodictya*) şi de himenoptere foarte variate, cum este cazul lui *Meganeura*, o libelulă gigantică din Stephanianul euramerican. Milipedele precum *Arthropleura* (Text-fig. 19.14a) puteau şi ele atinge dimensiuni gigantice, de ordinul metrilor, iar la rândul lor arahnidele trigonotarbide (*Trigonotarbus*) şi amblipigide atinseseră talii foarte mari. Scorpionii, posibil derivaţi din merostomate, au apărut în Carbonifer şi se diversificau rapid (*Pulmonoscorpius*, cu talii de până la 70 centimetri). Dealtfel, merostomatele atingeau şi ele talii impresionante, cum este *Hibbertopterus scouleri*, de peste 3 metri lungime (Palmer, 1999). O localitate fossile - Lagerstatte pentru artropode carbonifere este East Kirkton, în Scoţia. Bivalvele de apă dulce se diversificau, cu

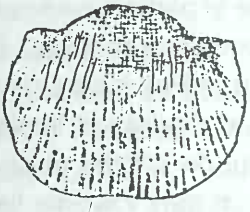
BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

genuri precum *Anthracosia* şi *Carbonicola*.

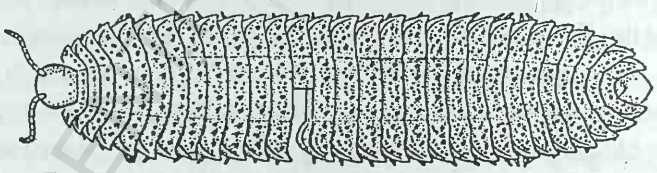
Flora marină era reprezentată prin alge planctonice, precum acritarhi sau alge calcaroase roşii şi verzi, bentonice. Fauna marină era reprezentată prin foraminifere fusulinide (*Fusulina*, *Pseudoschwagerina*) sau endotiride (*Endothyra*), spongieri, tetracorali (*Zaphrentis*, Text-fig. 19.14b, *Caninia*), tabulaţi în regres (*Michelinia*), stromatoporoide, fenestelide (*Fenestella*), echinoderme blastoidee (*Pentremites*), crinoide (*Actinocrinites*), bivalve (*Naiadites*), gastropode (*Bellerophon*), ammonoidee goniatitice (*Pericyclus*, Text-fig. 19.14c, *Gattendorfia*, *Goniatites*), amonoidee ceratitice (*Schistoceras*), brachiopode de talii mari (*Productus*, *Spirifer*, *Gigantoproductus*, Text-fig. 19.14d, aflate la apogeu). Trilobiţii se găseau într-un regres puternic al biodiversităţii, dar au produs tipuri structurale din ce în ce mai complexe (*Phillipsia*). Merostomatele erau şi ele în regres. Peştii erau reprezentaţi prin placodermi, peşti cartilaginoşi-ososi foarte diverşi, incluzând selacieni sau rechini cu forme clasice precum *Cladodus* sau reprezentanţi enigmatici, cu cocoaşă. Peştii ososi includeau peştii ganoizi, cum este *Palaeoniscus* şi crossopterigieni, precum *Coelacanthus*.

b. *Zaphrentis*

c. *Pericyclus*



d. *Gigantoproductus*



a. *Arthropleura*

Text-fig. 19.14. Reprezentaţi faunistici carboniferi.
a: după Taylor & Taylor (1993), b-d: Tătărâm (1988)

Din punct de vedere facial, Carboniferul include faciesuri continentale cu cărbuni, caracteristice acestei perioade, atât de tip depresiune intramontană cât şi paralice, cu influenţe marine. Faciesurile marine includ faciesuri flişoide, cum este faciesul de Culm, asociat fazei paroxismale sudete sau faciesuri calcaroase, de şelf.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În România, Carboniferul este bine reprezentat în Carpaţii de Sud, în Munţii Aninei şi Munţii Almăjului (Dragastan et al., 1997, Popa, 2005). De asemenea, existenţa Carboniferului a fost invocată la Schela, fără argumente paleontologice limpezi (Semaka, 1963, 1972). În Munţii Aninei, în Bazinul Reşiţa, zăcăminte carbonifere, westphalian - stephaniene, semnificative, se găsesc la Lupac şi Secu, ultima localitate fiind foarte bogată în plante stephaniene şi obiect de conservare, sub forma unei rezervaţii paleobotanice. Desi este o localitate lipsită de cărbuni a bazinului Reşiţa, Zăgradia este bogată în compresiuni carbonifere şi permiene. În Munţii Almăjului, în Bazinul Sirinia, Baia Nouă reprezintă cel mai important zăcământ carbonifer, de vârstă westphaliană. Popa (2005) a revizuit flora Carboniferului târziu din Carpaţii de Sud, citând peste 200 de specii de plante superioare din aceste bazine intramontane. Flora carboniferă din ţară include *Lepidodendron aculeatum*, *L. acutum*, *Sigillaria brardi*, *Stigmaria ficoides*, *Calamites cistii*, *C. crucis*, *Annularia stellata*, *A. sphenophylloides*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Acitheca* cf. *hemitelioides*, *Nemejcopteris feminaeformis*, *Polymorphopteris polymorpha*, *Pecopteris unita*, *Cordaites principalis*, printre multe alte specii. O insectă carboniferă din România a fost descoperită în 1999 la Secu (Popa, 2005). Carboniferul marin a fost descoperit pe Valea Idegului, în Munţii Ţarcu, cu calcare ce includ *Spirifer tornacensis*, *Productus semireticulatus*, *Michellinia favosa*, printre alte specii.

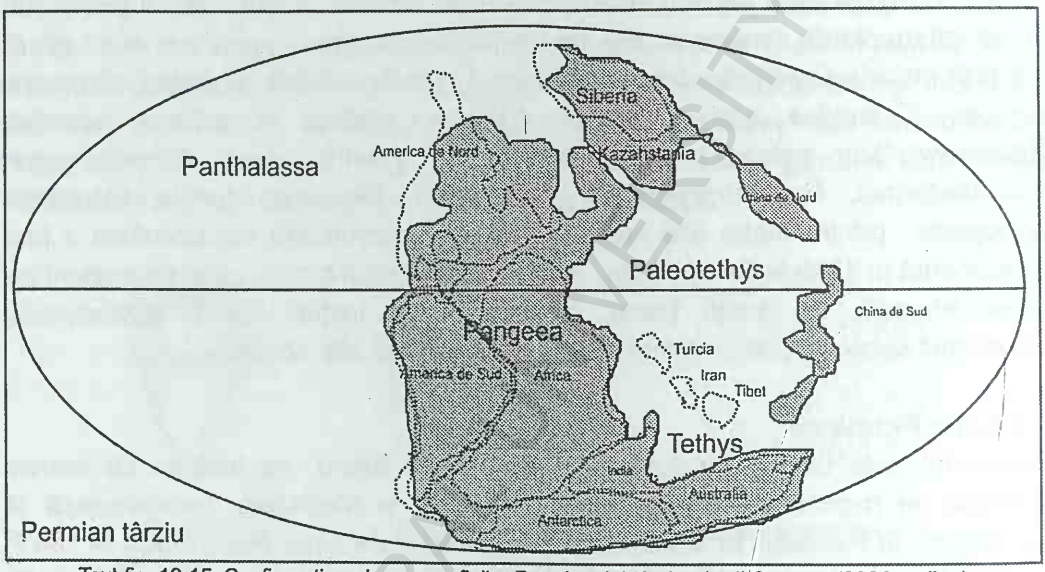
Perioada Permiană

Permianul este ultima diviziune a Paleozoicului târziu, se încheie cu marea extincţie ce marchează limita dintre Paleozoic şi Mesozoic, înregistrează şi tranzitia de la Paleofitic la Mesofitic şi a fost definit de către Murchinson în 1841, în Ural. A început acum 295 milioane de ani şi s-a încheiat acum 245 milioane de ani şi este o perioada de timp relativ scurtă, comparativ cu Devonianul sau Carboniferul. Include fazele paroxismale saalică, la limita dintre „Autunian" şi Saxonian, thuringiană, la limita dintre Permianul timpuriu şi cel târziu şi pfalzică sau palatină, la limita cu Triasicul. Permianul inferior cuprinde vârstele Asselian, Sakilometriarian, Artinskian şi Kungurian, iar cel superior vârstele Ufimian, Kazanian şi Tatarian, toate pentru faciesuri marine. Pentru domeniile continentale, Permianul inferior sau Rothliegendesul, se împarte în „Autunian" şi Saxonian, iar cel superior sau Zechstein, are o singura vârstă, Thuringianul. O alta periodizare a Permianului implica următoarele vârste şi epoci: Lopingianul (Permian superior), cu Changhsingian şi Wuchiapingian, Guadalupianul, cu Capitanian, Wordian şi Roadian şi Cisuralianul (Permian inferior), cu Kungurian, Artinskian, Sakilometriarian şi Asselian (Twitchett, 2005). Stratotipi permieni se găsesc în

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Texas (Munţii Guadalupe), în Urali sau în China (provincia Meishan). Permianul debutează cu ammonoideul *Properrinites* şi foraminiferul *Pseudoschwagerina morikawai* şi se încheie cu apariţia nautiloideului *Otoceras concavum*, indicator al Triasicului bazal.

În general, Permianul poate fi caracterizat drept o perioadă dominată de existenţa supercontinentului Pangeea (Text-fig. 19.15), care se va continua în Triasic, pentru a-şi începe fragmentarea de-abia spre sfârşitul acestei perioade şi la începutul Jurasicului. Din punct de vedere paleobiologic, Permianul înregistrează schimbarea floristică Paleofitic-Mesofitic, iar la sfârşitul său, marea extincţie ce a încheiat Era Paleozoică.



Text-fig. 19.15. Configuraţia paleogeografică a Permianului târziu, după Scotese (2006, online)

Din punct de vedere paleogeografic, Pangeea se definitivează o dată cu alipirea Siberiei şi Kazahstanului la marea masă continentală Euramericană, în timp ce Gondwana şi Euramerica deja se conectaseră către sfârşitul Carboniferului, o dată cu încheierea orogenezei hercinice (Lucas, 2005) şi ridicarea munţilor hercinici. Pangeea era înconjurată de Panthalassa, un vast ocean planetar al cărui urmaş avea să devină Oceanul Pacific. Astfel a rezultat la începutul Permianului un supercontinent care avea să fie fragmentat de abia spre sfârşitul Triasicului şi începutul Jurasicului. Pe coasta de Est a Pangeei se găsea un golf întins, corespunzător Oceanului Paleotethys, bordat către sud de o masă continentală alungită est-vest, constituită din microcontinentele kimmerice: Turcia, Iran şi Tibet şi aproape închis către est de masa continentală a Chinei de Sud. Aceste microcontinente kimmerice se vor deplasa în Permian, Triasic şi Jurasic

BCU "I. ST. TEFAN" WEKSITY LIBRARY

către rama de nord a Paleotethysului, îngustând progresiv şi în cele din urmă, colmatând acest paleo-ocean, lovindu-se de China de Nord şi masele boreale, la sfârşitul Jurasicului, o dată cu faza paroxismală neokimmerică. Ele lasă în urmă, spre sud, Neotethysul sau mai pe scurt, Tethysul, un ocean care avea să joace un rol important în megaciclul alpin şi în configuraţiile paleogeografice ale întregului Mesozoic. Formarea Pangeei a dus inevitabil la instalarea unui climat arid către centrul acestui supercontinent, moment cu care începe formarea de noi strate de gresii roşii, cunoscute sub numele de New Red Sandstone.

Flora continentală a moştenit o serie de reprezentanţi din Carboniferul terminal, dar a înregistrat o serie de apariţii de grupe noi, precum şi o importantă schimbare floristică, la nivelul limitei dintre Permianul timpuriu şi Permianul târziu. La această limită se trasează şi limita dintre Paleofitic şi Mesofitic, ca schimbare floristică ce anticipează marea extincţie faunistică de la sfârşitul Permianului.

Pteridofitele includeau sfenopside, licopside cu Sphenophyllales (*Sphenophyllum*, *Lilpopia*) şi Equisetales (*Calamites*) şi filicopside, ce înregistrează apariţia unor grupe noi. Astfel, Ordinele Zygopteridales şi Marattiales îşi continuă existenţa, în timp ce Ordinul Filicales include familii carbonifere precum Anachoropteridaceae, Botryopteridaceae şi Tedeleaceae, dar şi familii nou apărute în Permian, precum Osmundaceae şi Gleicheniaceae.

Gimnospermele includ pteridosperme cu originea în Carbonifer, precum Ordinul Peltaspermales şi Glossopteridales, dar spre deosebire de Carbonifer, aceste ordine se diversifică puternic în Permian. Peltaspermalele includ genuri precum *Autunia conferta* şi *A. naumanii*, prima un indicator excelent pentru Permianul timpuriu, *Arndhardia scheibei*, *Rhachyphyllum schenkii* şi *Lodevia suberosa*, genuri şi specii identificate şi în depozitele permiene din România, din Carpaţii de Sud (Popa, 1999, Seghedi et al., 1999). Glossopteridalele reprezentau pteridosperme prin excelenţă gondwanice, în timpul Permianului atingând perioada lor de apogeu, traversând chiar şi limita Paleofitic - Mesofitic. Ele se diversifică exploziv, cu genuri precum *Glossopteris* (Text-fig. 17.28a), *Gangamopteris* (Text-fig. 17.28b), *Araucarioxylon*, *Ottokaria* (Text-fig. 17.28c), *Denkania*, *Arberiella*, *Eretmonia* (Text-fig. 17.28d), etc., toate reprezentând structuri variate descrise din Australia, Africa de Sud sau India.

Cicadopsidele se găseau în plin avânt evolutiv, cu genuri remarcabile precum *Lesleya*, *Spermopteris*, *Phasmatocycas*, *Sobernheimia* şi *Arhaeocycas*. Gingkopsidele permiene au apărut odată cu *Trichopitys heteromorpha* şi *Polyspermophyllum sergii*, ultimul fiind un reprezentant gondwanic.

Coniferele permiene reprezintă un grup fascinant, în condiţiile în care cordaitalele s-au găsit în declin din ce în ce mai pronuntat, devenind extincte în

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Permianul timpuriu. În Permian se diversifică puternic coniferele "intermediare" ale Ordinului Voltziales, mai evoluate decât cordaitalele, dar mai simple decât coniferalele. Ele sunt reprezentate prin familii exuberante, precum Walchiaceae (Utrechtiaceae), Tucydidaceae, Majonicaceae, Ullmaniaceae, Feruglіocladaceae şi Buriadiaceae. Aceste familii de conifere au perfecţionat metodele de polenizare, arhitectura conurilor şi au introdus inovaţia stazei de germinare a seminţelor, fapt care a permis colonizarea înălţimilor muntoase ale Pangeei prin posibilităţile sporite de supravieţuire în timpul transportului pe distante mari.

Grupe enigmatice de plante permiene sunt reprezentate de Ordinele Gigantopteridales şi Vojnovskyales. Ordinul Gigantopteridales este un ordin prin excelenţă permian, cu majoritatea reprezentanţilor săi din China, cu reprezentanţi precum *Gigantopteris nicotiniaefolia*, *Gigantopteridium*, *Gigantonoclea*, *Delnortea*, prezentând afinităţi cu pteridospermele, dar mai ales cu gnetalele. Originea gnetalelor prezintă un deosebit interes stiinţific, fiind considerate plante evoluate, purtătoare ale unui periant primitiv şi de aceea o posibila suşă, la rândul lor, pentru plantele cu flori sau angiosperme, cheie pentru "abominabilul secret", aşa cum a numit Darwin originea angiospermelor. Vojnovskialele au fost descrise din Bazinul Pechora sau din Texas, cu *Vojnovskia paradoxa*, *Gaussia* şi *Sandrewia texana* (Taylor & Taylor, 1993).

Schimbarea floristică de la nivelul limitei dintre Permianul timpuriu şi cel târziu se produce în termenii înlocuirii pteridofitelor ca fond floristic dominant, caracter tipic paleofitic, în favoarea gimnospermelor, caracter tipic mesofitic. Practic, în Permianul târziu se instalează caracterele paleofitocenotice ale Mesofiticului, ce devin din ce în ce mai pronunţate în Triasic, pentru ca florele Jurasicului să devine asociaţii pur mesofitice.

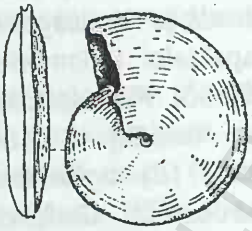
Nevertebratele continentale includeau gastropode, bivalve de apă dulce (*Athracosiide*), ostracode de talie mare şi insecte diversificate, adaptate la diverse grupe de plante, din ce în ce mai specializate. Au fost descrise şi modalităţi de hrănire a insectelor pe seama structurilor polinifere (Krassilov, 1997).

Nevertebratele marine includeau foraminifere fusulinide (*Schwagerina*, *Fusulina*, Text-fig. 19.16a), tetracorali rugoşi (*Zaphrentis*, *Aulophyllum*), briozoare fenestelide (*Fenestella retiformis*), bivalve (*Schizodus*), gastropode, ammonoidee goniatitide (*Apathoceras*) şi ceratitide (*Medlicotia*, Text-fig. 19.16b, *Cyclolobus*, *Propanoceras*) şi trilobiţi cu capacitate de înrulare din familia Proetidae (*Phillipsia*). Unul dintre ultimii trilobiţi, din Permianul târziu, este *Anisopyge cooperi*. Merostomatele dispar în Permian, cu excepţia limulidelor (*Limulus*).

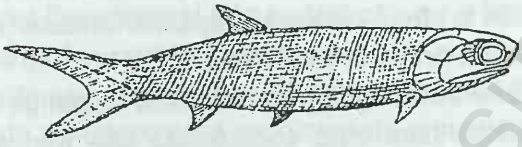
Vertebratele continentale şi cele marine cuprindeau grupe importante de peşti, amfibieni şi reptile. Peştii includeau peşti cartilaginoşi, precum

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

a. *Fusulina*



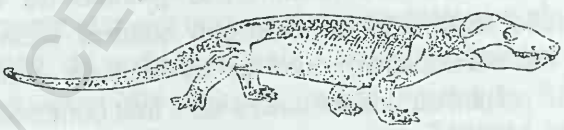
b. *Medlicottia*



c. *Palaeoniscus*

d. *Seymouria*

e. *Dimetrodon*



f. *Cynognathus*

Text-fig. 19.16. Reprezentanţi faunistici permieni, după Nistor-Hanganu et al. (1983)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pleuracanthus şi *Helicoprion* şi peşti osoşi, precum peştii ganoizi (*Palaeoniscus*, Text-fig. 19.16c; *Amblypterus*).

Amfibienii erau reprezentaţi prin stegocefali de talie mare, precum *Cacops*, *Branchiosaurus* şi *Archaegosaurus*. Reptilele sunt în principal reprezentate prin grupul sinapsidelor teriomorfe, terapside, cum sunt cotilosaurienii (*Seimouria*, Text-fig. 19.16d; *Pareiasaurus*, *Labidosaurus*), pelicosaurienii (*Varanosaurus*, *Dimetrodon*, Text-fig. 19.16e; *Edaphosaurus*), teriodontele evoluate sau dicinodontidele (*Cynognathus*, un reprezentat gondwanic important, Text-fig. 19.16f; *Lystrosaurus*, *Oudenodon*) şi prosaurienii (*Proteosaurus*, *Mesosaurus*). Interesant de remarcat este faptul ca unele reptile permiene erau acoperite de blană, caracter ce trimite la ideea existenţei reptilelor endoterme, cu sânge cald şi anunţă apariţia în Triasic a primelor mamifere.

Faunele permiene au înregistrat o puternică dispariţie în masă la sfârşitul acestei perioade, extincţie care este considerată cea mai severă dispariţie în masă din istoria Pământului. Extincţia permiană a marcat limita dintre Paleozoic şi Mesozoic, la această limită disparând practic peste 70% din efectivele faunelor marine şi continentale permiene la un loc, respectiv 95% din faunele marine considerate separat (Wignall, 2005). Cu acest prilej dispar grupe importante de faună, precum trilobiţii, coralii tabulaţi, coralii rugoşi, graptoliţii, echinodermele primitive, blastoidee şi foraminiferele fusulinide, iar dintre vertebrate, peştii placodermi, peştii acantodii, pelicosaurii şi majoritatea reptilelor anapside. Extincţia permiană a fost datorată cel mai probabil unui impact meteoric, craterul său de impact fiind recent descoperit sub calota glaciara antarctică, deşi există încă o serie de semne de întrebare cu privire la vârsta acestui crater. Craterul antarctic, numit şi mascon sau crater meteoric rezultat dintr-un impact major, se găseşte în Ţara lui Wilkes, sub calota glaciară antarctică, la o adâncime de aproximativ 1,6 kilometri şi are un diametru de 500 kilometri (Von Freese et al., 2006). Alte explicaţii alternative pentru marea extincţie permiană îl constituie vulcanismul siberian, bazaltic sau fenomenele globale de anoxie oceanică, determinate de posibile acumulări de hidrogen sulfurat submarine, alături de explicaţii mai greu de demonstrat, cum ar fi explozia unei supernove. De asemenea, este foarte posibil ca aceste cauze să fi fost combinate, astfel încât să producă o extincţie de o asemenea severitate.

Ca faciesuri, pentru Permianul superior este caracteristic faciesul evaporitic cunoscut sub numele de Zechstein. Zechsteinul corespunde marii epicontinentale în regresiune dintre zona siberiană şi cea euramericană, zona ce a funcţionat în Permianul târziu, depozitele de sare de aceasta vârstă fiind cunoscute în Europa centrală şi de vest. Red beds-urile continentale sunt de

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

asemenea caracteristice Permianului, ca un efect al aridităţii induse de formarea Pangeei, în special în Rotliegendes. Aceste strate roşii mai sunt cunoscute şi sub numele de New Red Sandstone, pentru a le deosebi de Old Red Sandstone, de vârstă devoniană. De asemenea, breciile roşii-violacei, asociate sau nu cu vulcanite, poartă numele de facies de Verrucano.

În România, Permianul este descris din Carpaţii de Sud, Munţii Apuseni şi din Dobrogea, în facies predominant continental. O re-evaluare a sistemului permian în România a fost publicată de către Seghedi et al. (1999), ca şi o corelarea cu sistemul Permian din Bulgaria (Yanev et al., 1999). În Carpaţii de Sud, depozitele permiene sunt prezente în Bazinele Reşiţa, Sirinia, Presacina şi Cerna-Jiu (Autohtonul Danubian şi Pânza Getică), cu o bogată floră compresivă (Popa, 1999), în Munţii Apuseni în Autohtonul de Bihor şi în Dobrogea, cu o floră permineralizată sau în aşa numita formaţiune de Carapelit (Seghedi et al., 1999). În Carpaţi, depozitele permiene sunt reprezentate prin şisturi bituminoase negre, bogate în resturi de plante, compresiuni şi spori-polen şi de peşti ganoizi, prin gresii şi argile roşii şi prin magmatite acide şi intermediare. Şisturile negre permiene, de vârstă Permian inferioară sau "autuniană", reprezintă orizontul productiv pentru extragerea uraniului, în localităţi precum Ciudanoviţa, Gârlişte, Jitin în Banat sau Băiţa Bihor, în Bihor.

Era Mesozoică

Este era de mijloc a Phanerozoicului, caracterizată din punct de vedere paleobiologic de dominanţa gimnospermelor şi a reptilelor marine şi continentale. Din punct de vedere tectonic, Mesozoicului îi corespunde orogeneza kimmerică şi prima parte a orogenezei alpine. Include Triasicul, Jurasicul şi Cretacicul.

Perioada Triasică

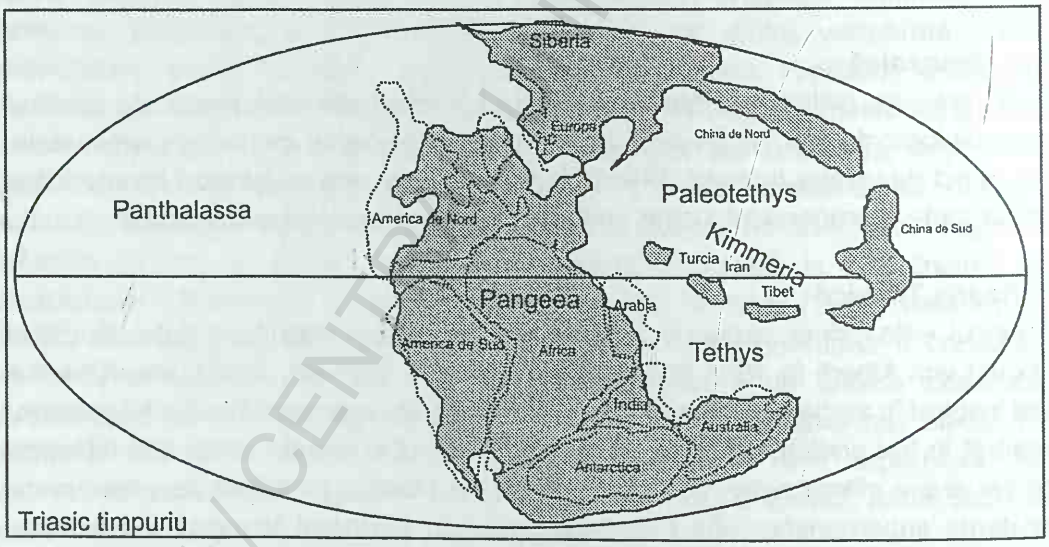
Triasicul este prima perioadă a Mesozoicului, a fost definit de către Frederic August von Alberti în 1834 în Germania (Lucas & Orchard, 2005). Von Alberti a fost inspirat în alegerea numelui după caracterele litologice ale Triasicului german, împărţit în trei entităţi, de unde şi numele. Triasicul a început acum 245 milioane de ani şi s-a sfârşit acum 205 milioane de ani (Anexa 1). A fost caracterizat de existenţa supercontinentului Pangeea, care spre Triasicul terminal şi-a început fragmentarea. Din punct de vedere paleobiologic, Triasicul a fost caracterizat de diversificarea gimnospermelor, de apariţia primelor mamifere şi de diversificarea reptilelor. Limita Triasic - Jurasic a înregistrat o extincţie majoră, resimţită în special în domeniile marine. Triasicul include fazele paroxismale palatină, la limita cu Permianul şi paleokimmerică, la limita cu Jurasicul. Se împarte în Triasic

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

timpuriu, cu Induan şi Olenekian (respectiv Scytian sau Werfenian), Triasic mediu, cu Anisian şi Ladinian şi Triasic târziu, cu Carnian, Norian şi Raetian. Triasicul începe cu apariţia nautiloideului *Otoceras concavum* şi a bivalvelor *Claraia clarai* şi *Costatoria costata* şi se sfârşeste o dată cu apariţia amonitului *Psiloceras planorbis*, indicator al Jurasicului bazal.

Triasicul este caracterizat de revirimentul faunistic şi floristic post-extincţie şi de ocuparea nişelor ecologice rămase libere în urma extincţiei permo-triasice de către grupe noi faunistice şi floristice. Sfârşitul Triasicului a înregistrat o extincţie cu o amplitudine mai redusă comparativ cu marea extincţie permo-triasică. Din punct de vedere paleogeografic, de-a lungul Triasicului, Pangeea continua să existe în configuraţie nefragmentată, permiţând o migraţie continuă a faunelor pe întreaga suprafaţă a supercontinentului (Lucas, 2005; Lucas & Orchard, 2005).

Marile bazine triasice au fost grupate de Lucas & Orchard (2005) în raport cu următoarele regiuni: Cordiliera Nord-Americană, America de Est (Supergrupul Newark), Groenlanda - Svalbard - Franz Josef, Europa de Vest, Siberia, Israel, Iran - Azerbaijan, regiunea caspica, Himalaya, Ordos - Junggar, China de Sud, Timor, Australia, Noua Zeelandă, Japonia şi Munţii Transantarctici. Saulea (1967) şi Tătărâm (1984) detaliază ocurenţa depozitelor triasice în lume şi din România.



Text-fig. 19.17. Configuraţia paleogeografică a Triasicului timpuriu, după Scotese (2006, online).

Pangeea triasică (Text-fig. 19.17) avea o poziţie aproape simetrică în raport cu paleoecuatorul, fapt care a permis instalarea unor centuri climatice simetrice, orientate est-vest. La Est, în golful pangeic, masele continentale kimmerice (Turcia, Iran şi Tibet) se aflau şi ele la ecuator, separând la Nord

BCU IAŞI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

domeniul Paleotethysului, iar la Sud, domeniul Tethysului. În timpul Triasicului şi Jurasicului, continentele kimmerice şi-au continuat driftul către nord, micşorând Paleotethysul şi lărgind Tethysul. China de Nord se găsea în conexiune directă cu masa continentală siberiană, fiind continuată către sud cu masele continentale Indochina şi Malayesia.

Flora continentală a Triasicului a reunit asociaţii floristice mesozoice cu unele influenţe paleofitice, cel puţin pentru Triasicul timpuriu. Provinciile paleofloristice triasice includeau Provincia Gondwana, notală, cu *Voltzia* şi *Dicroidium*, Eurosiniană şi Siberiană, ultimele două cu *Voltzia*, *Scytophyllum* şi *Lepidopteris*. Dintre pteridofite, florele cu licopside de tipul *Pleuromeia* sunt bine documentate, mai ales în Permianul timpuriu. Acestea mai includeau sfenopside, cu *Equisetites*, *Equisetum*, *Schizoneura* şi o serie de ordine şi familii de filicopside, foarte bine reprezentate. Marattialele includeau *Marattia* şi *Marattiopsis*, iar Filicalele cuprindeau familii precum Osmundaceae (*Osmundopsis*), Matoniaceae (*Phlebopteris*, *Matonia*), Dipteridaceae (*Dictyophyllum*, *Hausmannia*) şi Gleicheniaceae, toate aceste familii continuându-şi existenţa şi în Jurasic.

Gimnospermele includeau pteridosperme, cicadopside, ginkgopside şi coniferopside. Pteridospermele erau în special reprezentate prin Ordinul Peltaspermales, cu *Scytophyllum* şi *Lepidopteris ottonis*, unul dintre markerii semnificativi ai Rhaetianului continental. De asemenea, Ordinul Corystospermales era în plin avânt evolutiv, cu diversificarea speciilor genului *Dicroidium*, caracteristic provinciilor gondwanice. Ordinul Caytoniales şi-a făcut apariţia în Triasic, cu *Caytonia* şi *Sagenopteris*, genuri care se vor diversifica puternic în Jurasic. Glossopteridalele, caracteristice Permianului gondwanic, se găseau într-un puternic declin, aproape de dispariţie.

Cicadopsidele s-au diversificat spectaculos începând cu Triasicul, incluzând două ordine: Cycadales, cu reprezentanţi actuali şi Cycadeoidales sau Bennettitales, un grup extinct. Cicadalele includeau *Bijuvia simplex*, *Leptocycas gracilis*, etc. iar cicadeoidalele *Pterophyllum*, *Ischnophyton iconicum* sau *Vardekloeftia sulcata*.

Ginkgopsidele se diversificau la rândul lor, în trendul general de diversificare şi avânt evolutiv al gimnospermelor mesozoice. Genuri foliare precum *Ginkgo*, *Ginkgoites* sau *Baiera* sunt documentate în mod frecvent din depozitele continentale triasice din întreaga lume.

Coniferopsidele includeau Ordinul Voltziales, cu conifere de tranziţie şi Coniferales, cu conifere moderne. Voltzialele erau reprezentate prin *Voltzia heterophylla*, iar Coniferalele prin ordine precum Palissyaceae (*Palissya*, *Stachyotaxus*), Cheirolepidiaceae (*Hirmeriella*), Podocarpaceae, Araucariaceae

BCU MARIN CENTRA UNIVERSITY LIBRARY

(*Araucarites*), Cupressaceae şi Pinaceae.

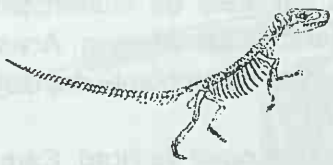
Angiospermele nu au fost reprezentate în Triasic, dar o serie de plante cu caractere asemănătoare angiospermelor au fost descrise din sedimente triasice, precum *Furcula granulifer*, o plantă enigmatică din Triasicul superior din Groenlanda de Est, Ţara lui Jameson (Harris, 1926, 1932).

Faunele triasice au înregistrat diversificarea puternică a reptilelor, apariţia dinosaurilor şi apariţia primelor mamifere. Amfibienii mai sunt reprezentaţi prin rari stegocefali (*Trematosaurus braunii*). Reptilele teriomorfe, precum cinodontidele (*Cynognatus, Lystrosaurus*) se găseau şi ele în plină diversificare, dar teromorfele au dispărut la sfârşitul Triasicului (Saulea, 1967, Tătărâm, 1984). Reptilele fitosauriene se diversificau în Triasic (*Nicrosaurus, Rutiodon, Desmatosuchus*), au apărut şi arhosaurii propriu-zişi (*Taenystropheus*, Text-fig. 19.18a, *Euparkeria*, Text-fig. 19.18b, *Proterosuchus*, *Scaphonix, Ticinosaurus*), alături de primii crocodilieni, de primii dinosauri (*Coelophysis*, *Plateosaurus*, Text-fig. 19.18c, *Herrerasaurus, Eoraptor*), de primele reptile zburătoare (*Shaviropteryx, Longisquama, Eudimorphodon*) şi de primii chelonieni (*Triassochelys*). Primele mamifere erau de dimensiuni mici, din grupele Morganucodontide şi Kuehneotheriide, rozătoare, cum este cazul lui *Morganucodon* sau *Megazostrodon*, ambii de vârstă Triasic târzie.

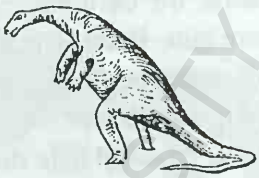
Flora marină triasică număra alge planctonice, precum acritarhi, clorofite, însă majoritatea algelor triasice cunoscute sunt alge calcaroase fixate, clorofite, cum sunt *Diplopora*, *Oligoporella*, *Physoporella*. Faunele marine triasice includeau reptile de dimensiuni mari, precum *Shonisaurus*, *Ichtyosaurus*, *Mixosaurus şi Nothosaurus*. Peştii triasici includeau condrostei şi holostei. Nevertebratele marine (Saulea, 1967, Tătărâm, 1984) erau reprezentate prin hexacorali (*Isastrea, Montlivaltia, Thamnasteria*), apăruţi în Triasic, condontele triasice sunt deosebit de utile în determinările de vârstă, furnizând markeri pretioşi, iar bivalvele (ex. *Costatoria costata*, Text-fig. 19.18f) includeau pectinide, pernide, aviculide, ostreide, trigoniide şi megalodontide caracteristice (Tătărâm, 1984). Gastropodele sunt reprezentate prin naticide, trochide, ceritide, printre multe alte grupuri. Cefalopodele ammonoidee sunt caracterizate de existenţa ceratitilor (Cladiscites tornatus, Text-fig. 19.18d, *Ceratites trinodosus*, Text-fig. 18.8b, *Tirolites cassianus*, Text-fig. 19.18e), caracteristici Triasicului. De asemenea, apar phylloceratidele (*Monophyllites*), Arcestidele (*Arcestes*), printre altele. Nautiloideele ortocone arau şi ele prezente (*Ortoceras*, Text-fig. 18.6b). Echinoidele erau reprezentate prin cidaride, alături de crinoide (*Pentacrinus*). Brachiopodele includeau în special rhynchonellide şi terebratulide, în timp ce spiriferidele se găseau în regres. Crustaceele erau în plin avânt evolutiv, în Triasic apărând şi primele decapode.

BCU ASISTENTA UNIVERSITARA

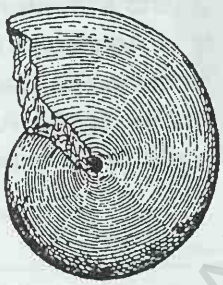
a. *Taenistrophaeus*



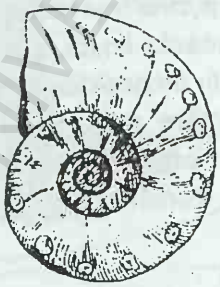
b. *Euparkeria*



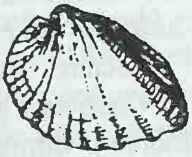
c. *Plateosaurus*



d. *Cladiscites tornatus*



e. *Tirolites cassianus*



f. *Costatotria costata*

Text-fig. 19.18. Reprezentanţi faunistici triasici.
a-e: după Nisto-Hanganu et al. (1983)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Faciesurile Triasicului sunt foarte variate, Grigorescu et al. (1999) publicând o sinteză a acestora. Facisurile triasice se împart în două categorii principale: faciesuri germanice, continentale şi lagunare, separate clasic în Buntsandstein, Muschelkalk şi Keuper şi faciesuri alpine, marine, calcaroase sau marnoase. Faciesurile germanice includ pentru Buntsandstein gresii, conglomerate şi argile, cu urme frecvente de tetrapode (*Cheirotherium*). Muschelkalk-ul cuprinde calcare şi dolomite, marne, gipsuri şi sare gemă, iar Keuperul include gresii, argile de origine lagunară, intercalate în depozite marine cu dolomite şi marne. Faciesurile alpine sunt dominate de calcare şi marne, asignate la o serie de denumiri ce includ calcarele de Guttenstein, Virgloria, Partnach, Wettenstein, Raibl, Dachstein, Hallstatt sau Kossen. Aceste denumiri caracterizează diverse variaţii faciale determinate de ambianţa depoziţională şi de vârstă a faciesurilor respective.

În România, Triasicul este descris din Dobrogea de Nord, Carpaţii orientali şi în Munţii Apuseni. În Dobrogea de Nord, Triasicul este bine reprezentat la Tulcea ("La Monument"), la Desli Caira, unde aşa numita "limită Olenekian - Anisian" este excepţională şi bogat fosiliferă, putând fi un stratotip de importanţă globală, pentru aceasta limită. De asemenea, la Agighiol, Triasicul marin este deosebit de bogat în amonoidee şi nautiloidee, în facies de Halstatt ce alternează cu faciesul de calcare roşii nodulare, asemănător tipului Ammonitico Rosso. Dealul Agighiol reprezintă şi una dintre cele mai importante rezervaţii paleozoologice din România.

Perioada Jurasică

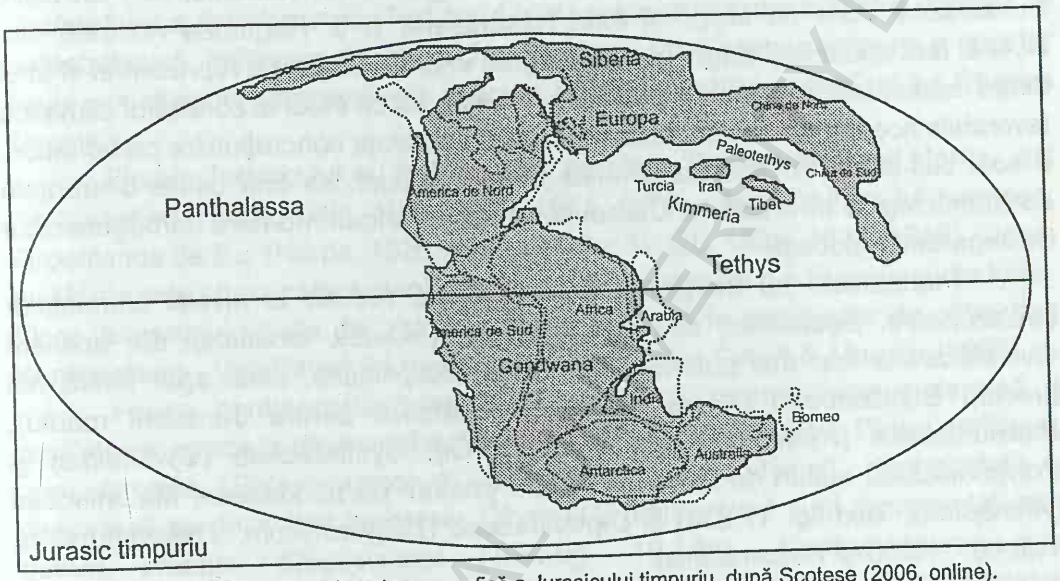
A fost definit de către von Humboldt în 1799 în Elveţia, este perioada de mijloc a Mesozoicului, a început acum 205 milioane de ani şi s-a sfârşit acum 135 milioane de ani (Anexa 1). Cuprinde Jurasicul timpuriu sau Liasicul, cu Hettangian, Sinemurian, Pliensbachian şi Toarcian, Jurasicul mediu sau Doggerul, cu Aalenian, Bajocian, Bathonian şi Callovian şi Jurasicul târziu sau Malmul, cu Oxfordian, Kimmeridgian şi Tithonian. Jurasicul începe cu faza paroxismală paleokimmerică şi se sfârşeste cu faza neokimmerică. Definiţia Jurasicului a fost rafinată de către Alcyde d'Orbigny în 1842-1849 şi de către Albert Oppel, în 1856-1858, iar Alexandre Brongniart a folosit pentru prima oară termenul, în 1829 (Page, 2005).

Baza Jurasicului este definită prin apariţia amonitului *Psiloceras planorbis*, limita să superioară fiind trasată o dată cu apariţia calpionelidului *Berriasella grandis*, ce marchează baza Cretacicului.

Din punct de vedere paleogeografic (Text-fig. 19.19), Jurasicul debutează

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cu ruperea progresivă a supercontinentului Pangeea, prin deschiderea Atlanticului de Nord şi concomitent, cu deschiderea Atlanticului Central, între Africa şi Americi, împreună cu driftul progresiv, către Sud, al Gondwanei. Oceanul Tethys se deschide puternic, la Sud de continentele kimmerice (Turcia, Tibet, Iran), care accelerează spre Nord, colmatând la sfârşitul Jurasicului Oceanul Paleotethys. Colmatarea Paleotethysului şi coliziunea dintre continentele kimmerice a condus la ridicarea catenei kimmerice, respectiv a lanţului Cauzazian, continuat către vest prin sudul Crimeei şi Dobrogrea de Nord. Coliziunea continentelor kimmerice cu masa continentală asiatică a reprezentat în fapt faza paroxismală neokimmerică.



Text-fig. 19.19. Configuraţia paleogeografică a Jurasicului timpuriu, după Scotese (2006, online).

Florele Jurasicului inferior şi superior au prezentat un net caracter mesofitic. Acest caracter se traduce prin dominanţa ginmnospermelor cicadeoidale, cicadale şi ginkgoale, iar dintre pteridofite prin creşterea diversităţii filicalelor eu- şi leptosporangiate. Angiospermele nu sunt reprezentate în timpul Liasicului şi Doggerului, făcîndu-şi apariţia cel mai devreme în timpul Jurasicului târziu. Florele Liasicului şi ale Doggerului prezintă un caracter uniform, fiind strâns legate între ele ca succesiune floral㠠. Rhaetianul este dominat de cicadale şi pteridosperme coristospermale, pentru ca cele jurasic timpurii să fie dominate de benetitale şi filicale. Uniformitatea florelor jurasic timpurii este evidentă sub raportul spectrelor florale de pe întreg teritoriul continental, din depozite sedimentare liasice, păstrate până astăzi neerodate sau nemetamorfozate. Gradienţii florali minori, ce separă fitoprovinciile jurasice, dau dificultăţi în stabilirea paleofitoprovinciilor Jurasicului timpuriu, iar uniformitatea în timp a florelor ca

reacţie la uniformitatea climatică induce şi dificultăţi de interpretare stratigrafică. Aceste caractere floristice s-au moştenit din Rhetian, din a cărui floră s-a dezvoltat gradat (Vachrameev, 1991). În timpul Liasicului, florele australe nu au o individiualitate crescută, aşa cum apar separate în cursul Doggerului şi mai ales al Malmului. Flora gondwanică cu *Dicroidium* din timpul Rhetianului tinde să se uniformizeze cu cea boreală, diferenţierea urmând a fi reîncepută în timpul Doggerului. Zonarea floristică a intervalului Liasic se poate totuşi urmări de-a lungul a trei regiuni sau imperii paleofitogeografice principale: 1. Regiunea Siberiană, fără subunităţi fitogeografice, 2. Regiunea Eurosiniană, cu Provinciile Eurosiniană, Asia de Mijloc şi Asia Răsăriteană şi 3. Regiunea Australă sau Notală, fără subunităţi fitogeografice de grad inferior. Liasicul a reprezentat şi unul dintre momentele culminante carbogeneratoare, tot ca efect al condiţiilor climatice favorabile acestor acumulări. Este interesantă absenţa concreţiunilor carbonatice, a coal ball-urilor, în arealele paralice jurasic timpurii, ca una dintre diferenţele sedimentologice în raport cu Carboniferul târziu, primul moment carbogenerator de importanţă globală.

Pteridofitele au înregistrat o diversificare redusă la nivelul sfenofitelor (*Schizoneura*, *Equisetum*) sau al licopsidelor (*Isoetes*, *Isoetites*), dar această diversificare a fost mai puternică la nivelul filicopsidelor, când apar familii noi precum Schizeaceae (*Klukia exilis*, caracteristică pentru Jurasicul mediu), Dicksoniaceae (*Kylikipteris arguta*, *Dicksonia*), Cyatheaceae (*Cyatheites*) şi Polypodiaceae, alături de familii mai vechi precum Osmundaceae, Matoniaceae (*Aninopteris*, Text-fig. 17.23a) şi Dipteridaceae (*Dictyophyllum*, *Thaumatopteris*, Text-fig. 17.23b şi *Hausmannia*).

Gimnospermele pteridospermopside au inclus ordinele Corystospemales (*Dicroidium*, *Umkomasia*, *Pteruchus*, unele specii de *Pachypteris* şi probabil şi de *Ctenozamites*), Caytoniales (*Sagenopteris*, Text-fig. 17.26a; *Caytonia*, Text-fig. 17.26b; *Amphorispermum*), alături de incertae sedis (*Pachypteris gradinarui*, *Ctenozamites*). Gimnospermele cicadopside s-au diversificat exploziv, atât prin Ordinul Cycadales (*Nilssonia*, Text-fig. 17.28f; *Beania*, *Androstrobus*), cât şi prin Ordinul Cycadeoidales (*Williamsonia*, Text-fig. 17.31; *Weltrichia*, Text-fig. 17.30; *Zamites*, Text-fig. 17.29; *Otozamites*, *Ptilophyllum*, *Pterophyllum*, etc.). Ginkgopsidele sunt reprezentate prin genuri precum *Karkenia*, *Schmeissneria*, *Ginkgo*, *Ginkgoites*, *Baiera* şi *Sphenobaiera* (Text-fig. 17.32), printre multe altele. Coniferopsidele includ familii deja apărute în Triasic, precum Cheirolepidiaceae, Cupressaceae, Araucariaceae şi Pinaceae, dar şi familii noi, precum Cephalotaxaceae şi Arctopityaceae, ultima cu afinităţi sistematice incerte. Ordinul Taxales, cu conifere evoluate şi structuri reproducătoare arilate, au apărut şi ele în

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Jurasic, cu genuri şi specii precum *Marskea jurassica* (Harris, 1979).

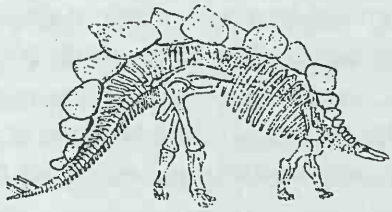
Angiospermele apar cel mai devreme la sfârşitul Jurasicului, în China. Primele resturi de angiosperme primitive, bazale, au fost descoperite în provincia Liaoning, în Mongolia interioara, în cadrul Formaţiunii de Jehol, depozitele sedimentare ale acestei formaţiuni incluzând o floră şi o faună excepţional conservată. Totuşi, baza Formaţiunii de Jehol are o vârstă disputată, unii autori considerând-o Cretacic inferioară. În orice caz, primul angiosperm a fost descoperit de către Davil L. Dilcher şi Sun Ge şi a fost numit *Archaefructus liaoningensis*, aparţinând Familiei Archaefructaceae (Sun et al, 1998, 2002a, b). *Archaefructus liaoningensis* (Text-fig. 17.34) reprezintă o descoperire epocală în paleobotanică, indiferent de vârsta Jurasic târzie sau Cretacic timpurie a acestor fosile, un răspuns paleontologic adecvat la "abominabilul secret" al lui Charles Darwin.

Florele Jurasicului au fost studiate de către Thomas Maxwell Harris, atât din Yorkshire (Harris, 1961, 1964, 1969, 1974, 1979), cât şi din Tara lui Jameson, Groenlanda de Est (Harris, 1926, 1931, 1932a, 1932b, 1935, 1937, 1946). Opera lui Harris este cheia paleobotanicii moderne a Jurasicului din Europa şi din lume. Flora Jurasicului mediu din Yokshire a fost studiată în continuare de către Van Konijnenburg - Van Cittert, în Van Konijnenburg - Van Cittert & Morgan (1999).

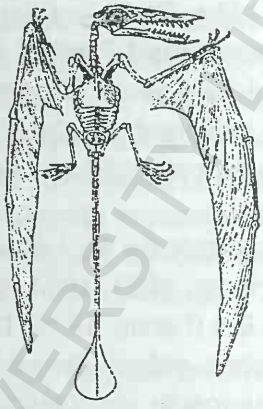
Fauna continentală jurasică a înregistrat diversificarea puternică a reptilelor, în special a dinosaurilor (Saulea, 1967, Tătărâm, 1984). Dintre amfibieni, apar anurele (*Palaeobatrachus*) şi urodelele. Crododilienii, rinchocefalii şi chelonienii se dezvoltau progresiv. Dinosaurii ornitischieni sunt reprezentaţi prin genuri precum *Stegosaurus* (Text-fig. 19.19a), *Kentrurosaurus* sau *Compsosaurus*, iar saurischienii prin *Diplodocus*, *Brontosaurus*, *Camarosaurus*, ierbivore, sau *Allosaurus*, *Megalosaurus* sau *Compsognatus*, carnivore. Reptilele zburătoare s-au diversificat puternic, cu genuri precum *Dimorphodon*, *Rhamphorhynchus* (Text-fig. 19.19b) sau *Pterodactylus*. Primele păsări apar în Jurasicul târziu, cum este cazul lui *Archaeopteryx*, din Kimmeridgianul de la Solenhofen, Germania. Mamiferele trituberculate includeau pe *Triconodon* sau *Amphitherium*, iar multituberculatele pe *Microlestes* sau *Plagiaulax*. Symmetrodontele carnivore includeau pe *Spalacotherium* (Tătărâm, 1984), iar primele insectivore, pe *Endotherium*. Dintre nevertebratele continentale, insectele înregistrează o puternică biodiversificare, ca rezultat al puternicei coevoluţii cu plantele.

Flora marină cuprindea clorofite, rodofite, bacilariofite, dinoflagelate, acritarhi şi pirofite cocolitoforidee. Clorofitele erau reprezentate atât prin genuri şi specii cu tal celulozic (*Botryococcus*) cât şi prin genuri şi specii cu tal calcaros,

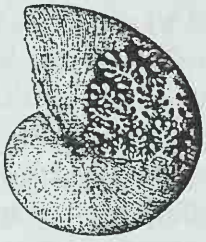
BCU "MIHAIL EMINESCU" IAŞI
BIBLIOTECA DE GEOGRAFIE
BCU "MIHAIL EMINESCU" IAŞI - UNIVERSITY LIBRARY



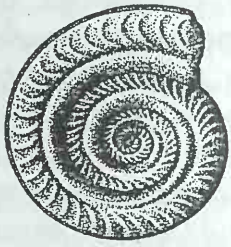
a. *Stegosaurus*



b. *Rhamphorhyncus*



c. *Phylloceras*



d. *Hildoceras*

e. *Ichtyosaurus*

f. *Plesiosaurus*

Text-fig. 19.20. Reprezentaţi faunistici jurasici. a-b: după Nistor-Hanganu et al. (1983), c-d: Cox et al. (1962), e-f: Barbu (1968).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cum este cazul Ordinelor Bryopsidales (*Halimeda*) şi Dasycladales (*Macroporella*, *Teutloporella*, *Actinoporella*, *Physoporella*, etc.). Rodofitele, alături de clorofite, erau importanţi generatori de calcare bioacumulate, asociate coralilor în arealele recifale. În România, alge calcaroase jurasice au fost studiate de către Dragastan (1975, 1980)

Formaniniferele jurasice includeau nodosariide, textulariide, pfenderinide şi involutinide. Spongierii silicioşi (*Tremadictyon*, *Ventriculites*, Text-fig. 18.1a) şi calcarosi erau frecvenţi şi diverşi în arealele recifale, alături de hexacorali, care au înregistrat o explozie a biodiversităţii, cu grupe precum montlivatiide, thamnasteride, calamophyllide, faviide, etc. Bivalvele s-au diversificat la rândul lor, cu ostreide, pteriide, pectinide, limide, spondilide, cyrenide, rudisti, printre multe alte grupe. Gastropodele includeau nerineide, pleurotomariide, etc. Amonoideele au înregistrat reprezentanţi ai ordinelor Phylloceratina (*Phylloceras*, Text-fig. 19.19c; *Tragophylloceras*), Lytoceratina (*Lythoceras*) şi Ammonitina (*Hildoceras*, Text-fig. 19.19d; *Psiloceras*, *Carpoceras*, *Macrocephallites*, etc.), foarte diverşi, cu o serie semnificativă de familii şi suprafamilii. Amonoideele au oferit fosile marker esenţiale pentru biostratigrafia întregului Jurasic. Nautiloideele au o biodiversitate redusă, în timp ce Belemnoideele se diversifica puternic (*Megateuthys*, *Hibolites*, *Passaloteuthys*). Brachiopodele includ terebratulide, rinconelide, zeilleride şi foarte rare spiriferide, o reminiscenţă paleozoică şi triasică (Tătârâm, 1984). Echinodermele includ crinoidee (*Millericrinus*, *Saccocoma*), asteride şi echinoide (*Collyrites*).

Vertebratele marine includeau peşti cartilaginoşi-ososi din grupul rechinilor plaţi, batoidei (*Hibodontus*, *Squalaraja*), holostei, şi teleostei. Reptilele marine sunt dominate de ihtiosauri (*Ichtyosaurus*, Text-fig. 19.19e), alături de plesiosauri (*Plesiosaurus*, Text-fig. 19.19f).

Faciesurile Jurasicului, sintetizate de Grigorescu et al. (1999) sunt variate în raport cu bazinele sedimentare şi cu poziţia paleogeografică a acestora. În bazinele oceanice, s-au depus calcare roşii de Adneth şi calcare albe de Hierlaz, gresii şi strate de cărbuni în bazinele continentale, cunoscute sub numele de facies de Gresten, şisturi bituminoase, bogate în materie organică, în Jurasicul timpuriu. În Jurasicul mediu au fost generate calcare de Klaus, roşii, nodulare, bogate în amoniţi sau marne şi gresii, unele oolitice, feruginoase. În Jurasicul târziu s-au depus aşa numitele "strate cu *achanticum*" sau calcare recifale, masive, cunoscute anterior sub numele nereprezentativ de calcare de Stramberg, sau argile, gipsuri şi gresii cunoscute sub numele de facies Purbeckian.

În România, depozitele jurasice sunt bine reprezentate în unităţile carpatice, în Platforma Moesică, în Dobrogea, variind facial şi ca vârstă în limite

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

foarte largi. Jurasicul inferior, în special Hettangian - Sinemurianul, este reprezentat prin gresii şi argile cu cărbuni, cu o floră continentală foarte bogată şi bine conservată în Carpaţii de Sud, în bazinele Reşiţa, Sirinia, Presacina, Cerna-Jiu, Holbav şi Cristian. Anina este cea mai importantă localitate cu plante fosile din Jurasicul României, o veritabilă localitate fossile-Lagerstatte, cu o floră Hettangian - Sinemuriana foarte diversă şi excepţional conservată. Flora de la Anina sau de la Doman cuprinde peste 120 de specii de plante fosile, incluzând primul briofit jurasic din ţara, *Hepaticites* cf. *arcuatus*, benetitale precum *Weltrichia givulescui*, *Zamites schmiedelii*, *Ptilophyllum maculatum*, conifere precum *Storgaardia johannae*, isoetale precum *Isoetites* sp., sfenofite carbogeneratoare ca *Schizoneura carcinoides* sau ferigi osmundaceae precum *Cladophlebis denticulata*. Lucrările miniere pentru extragerea huilei şi a şisturilor bituminoase de la Anina au permis deschiderea excepţională, tridimensională, a stratelor continentale cu fosile de plante (Popa, 2000a, b), urme de paşi de reptile (Popa, 2000c) şi tuneluri de reptile (Popa & Kedzior, 2006). Dealtfel, patrimoniul geologic de la Anina şi în general din Bazinul Reşiţa este excepţional şi constituie motivul infiinţării de noi rezervaţii paleobotanice în carierele Ponor şi Colonia Cehă, Puţul 1 de la Anina, pentru plante jurasic inferioare şi Secu, pentru plante carbonifere.

Hettangian - Sinemurianul este prezent şi în faciesuri marine, cum este cazul Bazinului Sirinia, cu aşa numitul facies de Munteana sau Munţilor Apuseni, cu bivalve, amoniţi şi brachiopode. Pliensbachianul şi Toarcianul includ şi şisturi bituminoase, în timp de Jurasicul mediu este dominant marnos, cu bivalve şi amoniţi. Calcarele roşii de Klaus, din Bazinul Sirinia, Carpaţii de Sud, sunt deosebit de fosilifere, fapt care a permis infiinţarea unei rezervaţii paleozoologice la Svinita, în Parcul Natural Porţile de Fier. Jurasicul mediu din Munţii Bucegi este de asemenea bogat în bivalve (Lazăr, 2006). Jurasicul superior este larg dezvoltat în Carpaţi, prin calcare recifale, de platformă carbonatată, de vârstă Kimmeridgian superior - Tithonic, continuându-se şi în Cretacicul inferior. Oxfordianul în România este de obicei reprezentat prin jaspuri şi calcare alodapice, bazinale, de apă adâncă.

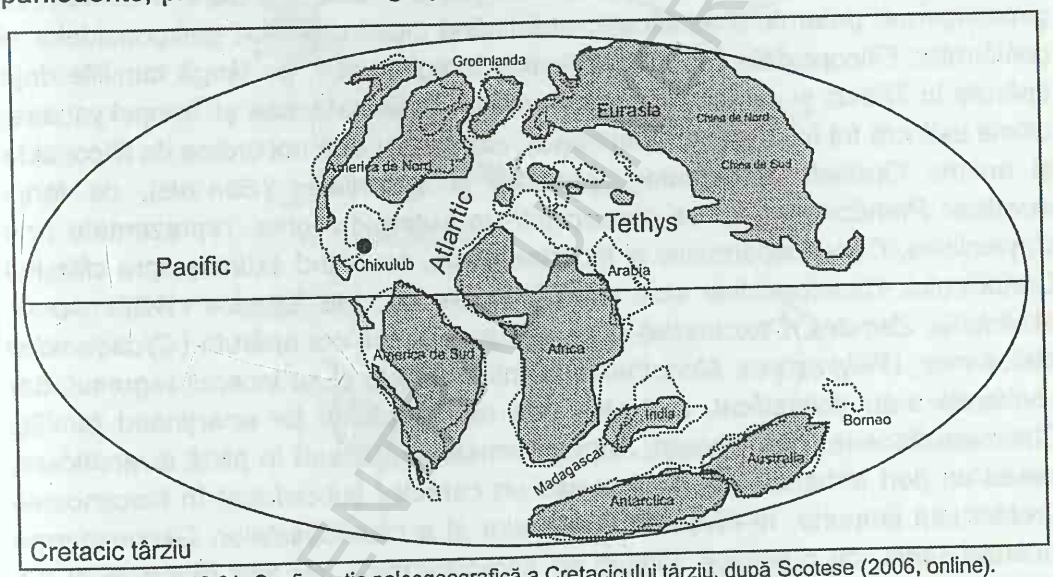
Perioada Cretacică

Este perioada terminală a Mesozoicului, a fost definit de către J.J. d'Omalius d'Halloy în 1822 în Nordul Frantei, a început acum 135 milioane de ani şi s-a încheiat acum 65 milioane de ani (Anexa 1). Este cea mai lungă perioadă a Phanerozoicului (MacLeod, 2005a). Se împarte în Cretacic timpuriu, cu Neocomian (împărţit la rândul său în Berriasian, Valanginian şi Hauterivian), Barremian, Aptian şi Albian şi în Cretacic târziu, cu Cenomanian, Turonian şi

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Senonian (ultimul împărţit la rândul său în Coniacian, Santonian, Campanian şi Maastrichtian). Cretacicul începe cu faza paroxismală neokimmerică şi înregistrează în Senonian faza subhercinică, iar la limita cu Paleogenul, faza laramică. Cretacicul debutează cu apariţia amonitului *Berriasella jacobi* şi se încheie cu amonitul *Pachydiscus neubergicus*, marker al Maastrichtianului.

În domeniile continentale, Cretacicul este caracterizat de diversificarea puternică a reptilelor şi a mamiferelor, include marea schimbare floristică de la limita Mesofitic - Neofitic (Cretacic inferior - superior). În domeniile marine, Cretacicul înregistrează dezvoltarea unor mari platforme carbonatice, precum şi formarea unor depozite semnificative turbiditice, ca rezultat al fazelor paroxismale mesocretacică şi subhercinică. Cretacicul se sfârşeşte o dată cu catastrofa declanşată la sfîrşitul Maastrichtianului, momentul de extincţie fiind unul dintre cele mai severe din istoria terestră, atât în domeniile continentale, unde dispar dinosaurii, cât şi în domeniile marine, unde dispar amoniţii, belemniţii şi bivalvele pahiodonte, printre multe alte grupe faunistice.



Text-fig. 19.21. Configuraţia paleogeografică a Cretacicului târziu, după Scotese (2006, online).

Din punct de vedere paleogeografic (Text-fig. 19.21), Cretacicul este caracterizat de deschiderea progresivă a Oceanului Atlantic, în special a Atlanticului Central şi de Nord. Atlanticul de Sud s-a deschis către sfârşitul Cretacicului, când fragmentarea Gondwanei devine şi mai accentuată. Oceanul Tethys rămâne principalul domeniu oceanic la Vest de Africa, rama sa nordică găzduind o linie importantă de subducţie, unde a avut loc şi consumul de crustă oceanică, de-a lungul Cretacicului şi în Terţiar. În Cretacic se documentează

BCU "ION CREANGĂ" IAŞI - REPOSITORY LIBRARY

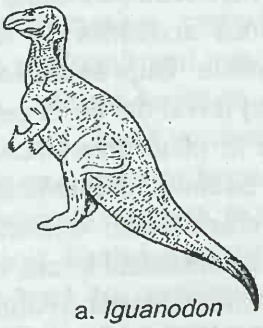
desprinderea subcontinentului indian din Gondwana, precum şi riftarea Australiei în raport cu Antarctica. La începutul Cretacicului, Africa se desprinde de America de Sud. Europa de Vest, ca şi Africa de Nord, se suprapunea în general unui domeniu marin epicontinental, cu excepţia Bohemiei, care a funcţionat ca un areal exondat, gazdă dezvoltării unor flore cretacice bine documentate (Velenovsky, 1880, 1925, Kvacek & Dilcher, 2000). America de Nord era parţial acoperită de aşa numitul domeniu marin de interior sau "Interior Seaway".

Flora cretacică a înregistrat o schimbare majoră la limita Cretacic inferior - Cretacic superior, limită ce marchează trecerea de la Mesofitic la Neofitic. În acest fel, florele dominate de gimnosperme, ce conţineau subordonat angiosperme şi pteridofite, au fost înlocuite de flore dominate de angiosperme, cu gimnosperme şi pteridofite cu un rol fitocenotic mai redus. Totuşi, florele Neofiticului aveau să îşi găsească caracterul definitiv la începutul Terţiarului, după limita Cretacic - Terţiar care a marcat şi limita dintre Mesozoic şi Cenozoic.

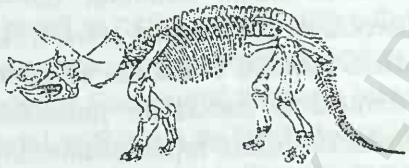
Florele continentale ale Cretacicului timpuriu erau încă flore mesofitice, cu gimnosperme puternic diversificate, aparţinând cicadopsidelor, ginkgopsidelor şi coniferelor. Filicopsidele Ordinului Filicales înregistrează, pe lângă familiile deja apărute în Triasic şi Jurasic, apariţia Familiilor Loxomataceae şi Tempskyaceae, ultima extinctă tot în Cretacic (*Tempskya*), alături de două noi ordine de filicopside şi anume Ordinele Marsileales (*Marsilia*) şi Salviniales (*Salvinia*), de ferigi acvatice. Pteridospermele se găsesc într-un puternic regres, reprezentate prin Caytoniales, Corystospermales şi Incertae sedis, devenind extincte spre sfârşitul Cretacicului. Cicadopsidele sunt asemănătoare cu cele jurasice (*Williamsonia*, *Weltrichia*, *Zamites*, *Otozamites*) şi cu genuri şi specii noi apărute (*Cycadeoidea dakotensis*, *Williamsonia*, *Monathesia*). Ginkgopsidele si-au început regresul, dar coniferele s-au diversificat, mai ales prin reprezentanţii lor aparţinând familiei Cheirolepidiaceae (*Frenelopsis*). Angiospermele se găseau în plină diversificare, aveau un port ierbaceu, dar încă aveau un caracter subordonat în fitocenozele Cretacicului timpuriu, în favoarea coniferelor şi a cicadopsidelor. Gimnosperme incertae sedis, cu puternice afinităţi cu angiospermele, au fost raportate şi din Cretacic, aşa cum este cazul lui *Montsechia vidalii*, o plantă acvatică din Cretacicul spaniol. Cretacicul timpuriu rămâne data sigură a apariţiei angiospermelor, în condiţiile în care vârsta primului angiosperm, bazal, *Archaefructus liaoningensis*, este încă disputată.

Florele Cretacicului târziu au început să fie dominate de către angiosperme, fapt care a imprimat acestor flore un caracter neofitic primitiv. Explozia angiospermelor în timpul Cretacicului târziu se datorează instalării unor noi condiţii climatice şi ecologice în domeniile continentale, fapt care a condus la

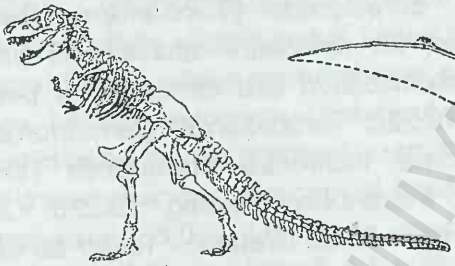
BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



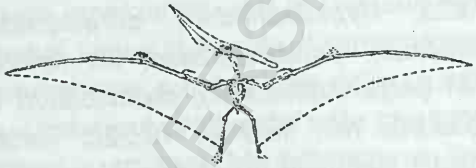
a. *Iguanodon*



b. *Triceratops*

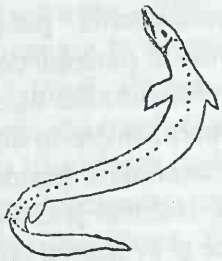


c. *Tyrranosaurus*



d. *Pteranodon*

e. *Ichtyornis*



f. *Mosasaurus*

Text-fig. 19.22. Reprezentanţi faunistici cretacici. a, f: după Barbu (1968), b-e: Nistor-Hanganu et al. (1983).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

schimbarea raportului de biodiversitate între grupele majore de plante. Explozia angiospermelor se datorează şi strânsei coevoluţii cu insectele, care au început să se specializeze în raport cu diferite familii, genuri şi specii de angiosperme. Totuşi, nici în Cretacicul târziu nu aparuseră monocotiledonatele ierbacee, astfel încât domeniile terestre deschise nu erau încă acoperite de iarbă. Coniferele cheirolepidiaceae devin extincte, dar familiile Cupressaceae (*Cupressus*, *Sequoia*, *Taxodium*) şi Pinaceae (*Pinus*, *Abies*) devin din ce în ce mai diverse.

Faunele terestre cretacice se găseau în plină diversificare, cu reptile şi mamifere dominând asociaţiile faunistice, păsările diversificându-se şi ele. Reptilele cretacice erau reprezentate prin crocodilieni, chelonieni, dinosauri, pterosauri, rincocefali şi squamate. Începând cu Jurasicul târziu, dinosaurienii se diversifică exploziv, atingând specializări nebănuite anterior în Jurasic. Dinosaurii ornitischieni includeau ankilosauri (*Ankylosaurus*), ornitopode (*Iguanodon*, Text-fig. 19.22a; *Hypsilophodon*), ceratopside (*Triceratops*, Text-fig. 19.22b; *Chasmosaurus*), pahicefalozauri, iar dinosaurii saurischieni prin sauropode, titanosauri (*Argentinosaurus*), dromeosauri sau dinosauri cu pene, tiranosauri (*Tyrannosaurus rex*, Text-fig. 19.22c; *Tarbosaurus*, *Carnotaurus*), alosauri şi ceratosauri. Reptilele zburătoare includeau pterodactili (*Ornithodesmus*, *Ornithocheirus*, *Dsungaripterus, Pteranodon*, Text-fig. 19.22d, *Quetzalcoatlus*). Singurele reptile care au supravieţuit limitei Cretacic - Terţiar au fost chelonienii, crocodilienii şi squamatele. Păsările erau reprezentate prin *Elopteryx*, *Hesperornis* sau *Ichtyornis* (Text-fig. 19.22e). Mamiferele includeau multituberculate, triconodonte, simetrodonte, pantoteride şi insectivore, precum şi marsupiale, ultimele cu originea în pantoteride (Tătărâm, 1984).

Flora marină includea alge crisoficee, generatoare de calcare bazinale şi mai ales cretă, reprezentate în stare fosilă prin nanoplancton (*Coccolithus*, Text-fig. 17.2d; *Rhabdosphaera*, *Nannoconus*). De asemenea, planctonul cretacic mai includea acritarhi, clorofite şi dinofite, iar algele bentonice erau reprezentate prin clorofite şi rodofite şi în special prin genuri şi specii calcaroase.

Foraminiferele au o mare importanţă stratigrafică pentru tot intervalul cretacic, cu rotaliine (*Rotalipora*) şi textulariine (*Orbitolinal*, Text-fig. 18.1d). Radiolarii şi tintinopselele sunt şi ele folosite pentru calibrarea stratigrafică a Cretacicului inferior. În Cretacic se dezvoltau puternic hexacoralii, bivalvele, cu grupe aberante, cum este cazul rudiştilor (*Vaccinites*, Text-fig. 18.5d; *Hippurites*). Amoniţii s-au diversificat exploziv şi includeau subordinele Ammonitida (*Neocomites*, *Romaniceras, Mantelliceras*) şi Lytoceratida (*Scaphites*, Text-fig. 18.8f; *Hamites*, *Ancyloceras*). Belemnitidele includ *Duvalia* (Text-fig. 18.9c) şi *Actinocamax*, printre multe altele. Brahiopodele se găseau în regres, dar

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

echinodermele şi artropodele se diversificau. Vertebratele marine includeau peşti osoşi, holostei şi teleostei, peşti cartilaginoşi-osoşi, precum şi reptile bine adaptate la mediul marin (*Mosasaurus*, Text-fig. 19.22f, *Tylosaurus*). Ihtiozaurii devin extincţi în Albian (MacLeod, 2005b).

Faciesurile marine cretacice sunt reprezentate fie prin faciesuri carbonatice, de platformă sau prin argile şi marne bazinale. Ele includ calcare masive, recifale, puternic fosilifere, cu corali şi rudişti, cunoscute sub numele de "facies urgonian", de vârstă barremian-apţiană. Din aceeaşi categorie face parte şi faciesul de Gosau, dominat de pahiodonte. Faciesurile bazinale includ depozite de fliş şi mari depozite de cretă, în special în Europa de Vest, de unde şi numele perioadei, Cretacic. Faciesul wealdian este un facies continental, lagunar, deltaic şi fluviatil, de vârstă hauterivian-barremiană, cu plante şi resturi de dinosauri, continuat peste faciesul lagunar purbeckian, neocomian bazal.

În România, Cretacicul este bine reprezentat, atât în faciesuri marine cât şi continentale. Depozitele marine includ faciesuri flişoide (Dumbrăvioara, Bota-Botiţa, Lupchianu, Tisaru), albian-cenomaniene, sau bazinale adînci (Gura Beliei, Horgazu, Hangu, Lepşa), senoniene. Cretacicul continental este reprezentat prin depozite maastrichtiene cu dinosaurieni, cum este *Maghiarosaurus dacus* sau *Telmatosaurus transsylvanicus,* precum şi reptile zburătoare ca *Hatzegopteryx tambema* (Grigorescu, 2005). Lor li se asociau crocodilieni, chelonieni şi micromamifere. În Munţii Poiana Ruscă, a fost descrisă o floră senoniană cu ferigi precum *Gleichenia* (Petrescu & Duşa, 1980) şi conifere. Flore cretacice disperse au fost raportate din Turonianul din Dobrogea (Givulescu, 1980) sau din Carpaţii Meridionali. Faciesul de Gosau este bine reprezentat în Munţii Apuseni, unde există şi o rezervaţie paleozoologică la Dealul Misei. Faciesurile carbonatate includ o serie numeroasă de depozite calcaroase, cu corali şi alge (Dragastan, 1980). În Bucureşti, staţia de metrou Politehnica găzduieşte un bogat patrimoniu paleozoologic ce include rudişti, gastropode, alge calcaroase roşii şi stromatolite maastrichtiene, aduse cel mai probabil din Munţii Gilău (Popa, 2000d). Cretacicul se încheie o dată cu catastrofa produsă de meteoritul Chixulub, moment crucial în istoria Phanerozoicului şi una dintre cauzele extincţiei severe de la limita Cretacic - Terţiar. Cauzele extincţiei cretacice includ, pe lîngă impactul meteoritic, manifestările vulcanice majore din India (Podişul Dekkan) şi scăderea nivelului oceanului planetar. Chixulub a avut aproximativ zece kilometri în diametru, a fost un asteroid sau o cometă şi a lovit Terra în zona Golfului Mexic, în apropiere de Yucatan, împrăştiind material ejectat pe tot cuprinsul Americii de Nord, de la Sud-Est către Nord-Vest, unde nivelul de iridiu la această limită este foarte bine marcat.

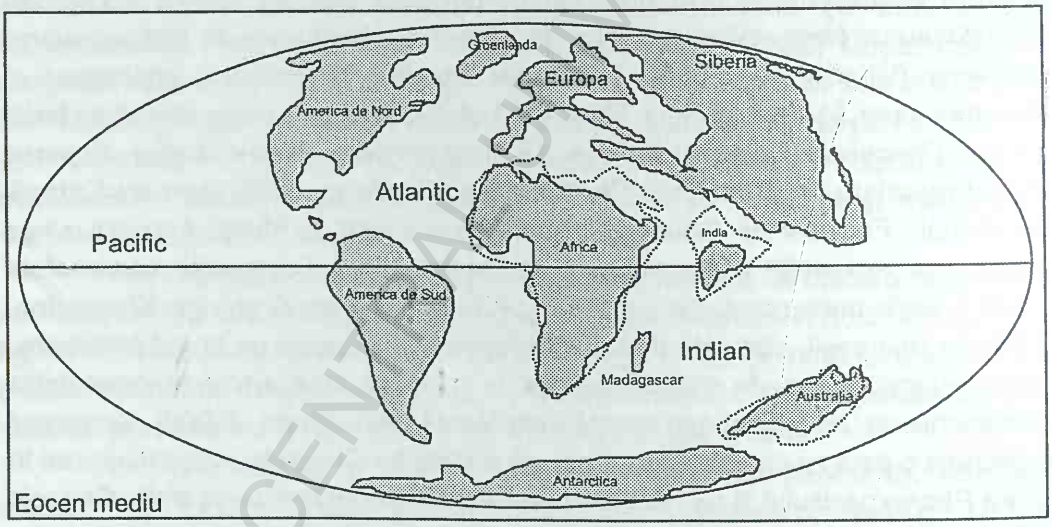
BCU "LUCIAN BLAGA" - LIBRARY

Era Cenozoică

Era Cenozoică sau Neozoică este ultima eră a Phanerozoicului, incluzând perioadele Paleogen şi Neogen, acestea formând Terţiarul în accepţiunea clasică a termenului. Cuaternarul, următor Terţiarului, este considerat exagerat, antorpocentric, de către unii autori ca având statut separat, de eră, pe motivul apariţiei lui *Homo sapiens*, a omului modern. Cenozoicul mai poartă numele şi de Cainozoic, un termen care include atât Terţiarul cât şi Cuaternarul.

Perioada Paleogenă

Este prima perioadă a Cenozoicului, include epocile Paleocen, Eocen şi Oligocen, a început acum 65 milioane de ani şi s-a sfârşit acum 23,5 milioane de ani (Anexa 1). Include fazele paroxismale laramică, la începutul Paleocenului, pirineană, la începutul Oligocenului şi savică, la începutul Neogenului. Paleocenul se divide în Danian, Selandian şi Thanetian, Eocenul se divide în Ypresian, Lutetian, Bartonian şi Priabonian, iar Oligocenul se divide în Rupelian şi Chattian. Paleogenul debutează cu *Globigerina eugubina* şi se încheie la apariţia foraminiferului *Globoratalia kuglerii*.



Text-fig. 19.23. Configuraţia paleogeografică a Eocenului mediu, după Scotese (2006, online)

Paleogeografia Paleogenului (Text-fig. 19.23) este marcată de apropierea Indiei de Asia şi coliziunea celor două continente, cu începutul ridicării lanţului himalayan. Australia se desprinde de Antarctica şi îşi începe driftul către Nord. America de Nord pierde domeniul epicontinental al Mării Interioare (Interior Seaway), după cum Nordul Africii este din ce în ce mai puţin acoperit de ape. Oceanul Atlantic a continuat să se lăţească, îndepărtând Americile de Africa şi de

BCU "AL. I. CUZA" IAŞI - CENTRUL DE CONSULTARE PENTRU PUBLICAŢII

Europa. Europa centrală şi de Est este acoperită de domeniul marin, epicontinental, al Tethysului de Vest şi al Paratethysului. Vechiul domeniu Oceanic al Tethysului s-a închis, prin subducţia prelungită de la Sud de Asia, în urma acestui rămânând Oceanul Indian. Orientul îndepărtat era acoperit tot de domenii marine epicontinentale.

Flora marină paleogenă era reprezentată prin alge calcaroase roşii şi verzi, dinoflagelate, cocolitoforidee, diatomee şi silicoflagelate. Prin cocolitoforidee s-au stabilit scări de datare detaliate pentru perioada paleogenă. Fauna marină includea primele mamifere adaptate la condiţii marine, cum este cazul lui *Protocetus* şi *Pakicetus*, printre primele cetacee. Peştii ososi şi cartilaginoşi-ososi erau frecvenţi, după cum dinţii de selacieni (*Lamna*) se colectează în mod frecvent din depozite Eocene, iar schelete complete de peşti ososi se găsesc în şisturi bituminoase de vârstă oligocenă. Foraminiferele şi coralii s-au diversificat, în acelaşi timp cu bivalvele şi gastropodele.

Flora continentală a fost dominată de angiosperme în toate fitocenozele paleogene, instaurându-se pe deplin caracterul neofitic al acestor flore. Flora continentală era deseori carbogeneratoare, cum este cazul florelor eocene sau oligocene şi au avut un caracter indicator paleoclimatic evident. Atât dicotiledonatele cât şi monocotiledonatele sunt frecvente în asociaţii, lor subordonându-li-se conifere şi în mod secundar pteridofite.

Faunele continentale au fost dominate de mamifere, care au ocupat rapid nişele ecologice lăsate libere de dispariţia dinosaurilor şi de diminuarea diversităţii reptilelor. Pasările se diversifică puternic, în cadrul grupului Neornithes, de păsări moderne. Mamiferele includ multituberculate, marsupiale, insectivore, carnivore şi ierbivore ungulate, cum sunt creodontele, notoungulatele, condilartrele şi primatele. La sfârşitul Paleocenului apar primele ecvide, prin *Hyracotherium*. O localitate fossile-Lagerstatte pentru Eocenul timpuriu este Messell, lângă Frankfurt, în Germania.

În România, Paleogenul este reprezentat prin depozite turbiditice în Carpaţii Orientali şi prin depozite epicontinentale, de tranziţie sau continentale în Transilvania. De asemenea, Paleogenul din Transilvania include calcare cu foraminifere (numuliţi) şi resturi de sirenide. În Carpaţii Meridionali, Oligocenul include şi faciesuri continentale, cu o bogată floră carbogeneratoare în Bazinul Petroşani (Pop, 1993).

Perioada Neogenă

Este perioada terminală a Terţiarului, în sensul lui Arduino, aşa cum Terţiarul a fost definit de către acesta în Italia, în 1760. Neogenul începe acum aproximativ 23

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

milioane de ani şi se încheie acum 2 milioane de ani (Anexa 1). Include Miocenul şi Pliocenul, fiind înregistrate o suită de faze paroxismale: stirică, moldavică, attică, rhodaniană, caucaziană şi valahă. Miocenul se împarte în Aquitanian, Burdigalian, Langhian, Serravalian, Tortonian şi Messinian, iar Pliocenul cuprinde Zancleanul şi Piacenzianul.

Neogenul este perioada în care paleogeografia, faunele şi florele devin din ce în ce mai asemănătoare cu cele actuale. Mamiferele şi angiospemele au oferit cele mai bune fosile marker, folosite la alcătuirea scării biostratigrafice a întregului interval de timp neogen.

Paleogeografia Neogenului a început să devină asemănătoare cu geografia modernă, în sensul că poziţia neogenă a continentelor a devenit aproape identică cu cea actuală. Europa Centrală şi de Est cuprindea bazine epicontinentale a căror salinitate a descrescut progresiv, până la transformarea lor în bazine lacustre. Tethysul de Vest avea să dispară spre sfârşitul Neogenului, iar Tethysul oriental sau Paratethysul, iniţial dezvoltat la începutul Miocenului, din bazinul Vienei şi până la Lacul Aral, avea să se restrângă progresiv, până la configuraţia unor lacuri, ulterior secate. Această restrângere progresivă avea să definească o serie de sub-bazine, precum Bazinul Transilvaniei, Bazinul Dacic, din forelandul Carpaţilor, Bazinul Panonic şi Bazinul Ponto-Caspic sau Euxinic (Ţicleanu & Pauliuc, 2003). Orientul îndepărtat şi Sud-Estul Americii de Nord erau de asemenea acoperite de bazine epicontinentale, de adâncime mică.

Flora continentală este caracterizată de asociaţii dominate de angiosperme dicotiledonate, cu *Liquidambar*, *Myrica*, *Platanus*, *Vitis*, etc, alături de monocotiledonate, cu *Sabal* şi de gimnosperme coniferale, cu *Pinus*, *Abies*, *Taxodium* sau *Glyptostrobus*. Fauna continentală este dominată de mamifere, foarte variate şi diverse: carnivore, precum *Thylacosmilus*, *Smilodon*, *Crocuta*, *Felis* sau ierbivore, precum *Anancus*, *Tetralophodon*, *Archidiscodon*, *Anchitherium*, etc. Provincialitatea faunistică a început să devină din ce în ce mai pronunţată, deşi încep şi marile migraţii faunistice, identificate pe baza resturilor de mamifere. În Africa, în Pliocenul au apărut *Australopithecus afarensis*, *Australopithecus africanus* (Text-fig. 19.24b) şi *Australopithecus robustus* (Text-fig. 19.24.c).

Flora marină includea alge dinofite, clorofite calcaroase, rodofite, crisofite şi diatomee. Fauna marină a înregistrat creşterea biodiversităţii în ceea ce priveşte bivalvele, foraminiferele şi gastropodele, precum îi unele echinoide (Tătărâm, 1984). Dintre foraminifere, globigerinidele, nodosariidele, numulitidele, bulimidele şi alveolinidele sunt semnificative, printre alte grupe. Bivalvele includeau grupe semnificative precum ostreide, veneride, pteriomorfe, cardiide,

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

etc. Gastropodele cuprindeau fuside, apporhaide, naticide, turitelide şi vermetide, iar echinoidele casidulide, clipeasteroide şi spatangoide. Mamiferele marine se diversifică, cu cetacee (delfini şi balene) şi pinipede (foci).

Faciesurile Neogenului sunt în general faciesuri post-paroxismale, cu pietrişuri, nisipuri şi argile, slab consolidate. În România, Miocenul cuprinde marnele cu *Spiratella*, tufurile de Hădăreni, de Buzna, de Slănic, marne şi nisipuri fosilifere. Vulcanismul neogen a fost bine reprezentat în Carpaţii Orientali, unde s-au format masive vulcanice precum Rodnei, Oaş, Gutâi şi Căliman. Pliocenul continental este deosebit de fosilifer în Oltenia, unde flora pliocenă a avut un caracter carbogenerator pronunţat, cu *Byttneriophyllum tiliaefolia* şi *Glyptostrobus europaeus*, exploatări masive de ligniţi fiind deschise în jurul oraşului Motru, la Lupoaia, Roşiuţa, Jilţ, etc.

Perioada Cuaternară

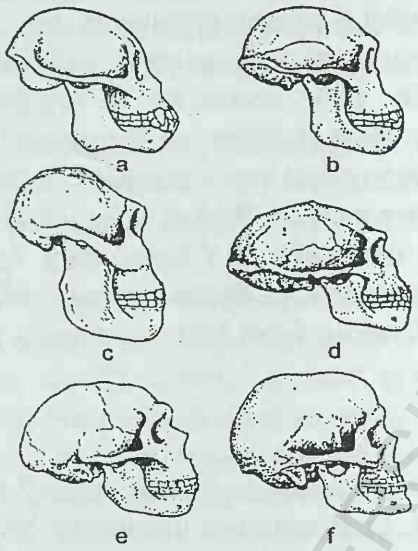
Este ultima diviziune a Cenozoicului ce începe acum 2 milioane de ani. A fost definit de Geinitz în 1846. Cuaternarul se împarte în Pleistocen şi Holocen şi a avut o lungime de aproape 2 milioane de ani, continuându-se până astăzi. Include fazele paroxismale rodaniană, caucaziană şi valahă. Este o perioadă de timp care înregistrează evoluţia omului modern, câteva perioade glaciare bine definite şi definitivarea configuraţiei geografice moderne. Titluri utile pentru Geologia Cuaternarului în limba română sunt cursurile publicate de Macarovici (1968), Meszaroş (1990) şi Petrescu (1990).

Pliocenul terminal şi Pleistocenul au înregistrat şase perioade glaciare majore, care poartă numele de Biber, Donau, Gunz, Mindel, Riss şi Würm, ce fluctuează ca temperaturi medii anuale de-a lungul ineterstadiilor, aceste perioade glaciare fiind separate de momente interglaciare, mai calde. Calota polară nordică s-au dezvoltat mult spre sud, cea mai puternică perioadă glaciară fiind Riss, cu calota glaciară polară depăşind spre Sud paralela oraşului Lyon (Cotillon, 1992). Climatul cuaternar a fost înregistrat fie în inelele anuale ale arborilor, fie în varvele lacurilor, fapt care a permis studii de palinologie şi de paleobotanică detaliate pentru acest interval de timp.

Flora continentală era foarte asemănătoare cu cea de azi, dar elementele termofiliene dispar treptat din paleofitocenozele continentelor boreale, ca efect al puseurilor glaciare ale Cuaternarului. Elementele reci îşi găseau însă un areal mult mai larg decât cel de astăzi, cum este cazul lui *Dryas octopetala*, *Salix arctica*, *Betula nana*, plante care astăzi sunt caracteristice arealelor de tundră, arctice, iar în perioadele interglaciare, mai calde, *Rhododendron ponticum*, Buxus sempervirens şi *Thuja orientalis*, printre altele. Inerglaciarele mai calde au prilejuit

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

apariţia lui *Betula alba*, *Picea excelsa*, *Fagus silvestris*, *Carpinus betulus*, etc.



Text-fig. 19.24. Exemple primate superioare şi hominide. a. *Dryopithecus*, b. *Australopithecus africanus*, c. *Australopithecus robustus*, d. *Homo erectus*, e. *Homo neanderthaliensis*, f. *Homo sapiens fossilis*. Din Nistor-Hanganu et. al. (1983).

Fauna continentală cuprindea proboscidieni (*Mammuthus primigenius, Anancus arvernensis,* iar în perioadele interglaciare, mai calde, *Archidiscodon meridionalis*), insectivore, rozătoare şi carnivore mari. Hominidele se diversifică şi evoluează accelerat, prin ramuri precum *Homo habilis*, *Homo erectus* (Text-fig. 19.24d), *Homo heidelbergensis*, *Sinanthropus*, *Homo neanderthaliensis* (Text-fig. 19.24e), *Cro-Magnon* şi în cele din urmă, *Homo sapiens fossilis* (Text-fig. 19.24f). Cele mai vechi resturi de *H. sapiens* au fost găsite în Banat, în apropiere de Steierdorf, având o vârstă de 42.000 de ani. Hominidele cuaternare au evoluat în paralel cu antropoidele mari sau pongide, de care s-au desprins în Miocen, acum aproximativ 10 milioane de ani, prin *Ramapithecus* şi *Australopithecus afarensis*. Fauna şi flora marină era foarte asemănătoare cu cea actuală. Faciesurile Cuaternarului sunt reprezentate prin nisipuri, pietrişuri şi argile neconsolidate ce constituie de obicei umplutura văilor sau a teraselor fluviatile.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Resurse web

1. Cursul de Elemente de Geologie şi Paleontologie, completări în ediţia online - http://mepopa.com/egp.htm

2. Mihai's Paleobotany Chronicles - http://mepopa.com, cu mirror-urile următoare: http://mepopa.ro, http://fosile.ro, http://paleo.ro şi http://paleobotanica.ro.

3. Facultatea de Geologie şi Geofizică a Universităţii din Bucureşti - http://gg.unibuc.ro

4. Wikipedia - http://wikipedia.org

5. Muzeul Field din Chicago, Illinois - http://fieldmuseum.org

6. Muzeul de Istorie Naturală a Universităţii din Florida - http://flmnh.ufl.edu

7. Palaeontologia Electronica - http://palaeo-electronica.org

8. International Organisation of Paleobotany - http://palaeobotany.org

9. Links for Palaeobotanists - http://www.mineralogie.uni-wuerzburg.de/palbot1

10. Paleo Ring - http://b.webring.com/t/Paleo

11. Paleomap Project - http://www.scotese.com/Default

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bibliografie

Agashe, S.N., 1995. Paleobotany: plants of the past, their evolution, paleoenvironment and application in exploration of fossil fuels. Science Publishers, Lebanon, vi, 359 pp.

Anastasiu, N., 1988. Rocile sedimentare. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 502 pp.

Anastasiu, N. şi Jipa, D., 1990. Texturi şi structuri sedimentare. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 319 pp.

Anastasiu, N., Grigorescu, D., Mutihac, V. and Popescu, G., 1998. Dicţionar de Geologie, 1. Editura didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 347 pp.

Anderson, J.M. şi Anderson, H.M., 1983. Palaeoflora of the Southern Africa. Molteno Formation (Triassic). Part 1. Introduction. Part 2. Dicroidium, 1. Balkema, A.A., Rotterdam, 227 pp.

Baciu, C., 1999. Studiul paleontologic asupra charophytelor din formaţiunile paleogene din Nord-Vestul Bazinului Transilvaniei, Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca.

Barbu, V., 1968. Paleontologie. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 500 pp.

Berbeleac, I., 1988. Zăcăminte minerale şi tectonica globală. Editura Tehnică, Bucureşti.

Bleahu, M., Brădescu, V. şi Marinescu, F., 1976. Rezervaţii naturale geologice din România. Editura tehnică, Bucureşti, 225 pp.

Botnariuc, N., 1961. Din istoria biologiei generale. Editura ştiinţifică, Bucureşti, 756 pp.

Botnariuc, N., 1979. Biologie generală. Editura didactică şi pedagogică, Bucureşti,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

426 pp.

Botnariuc, N., 1979. Concepţia şi metoda sistematicã în biologia generalã. Editura Academiei Române, Bucureşti, 227 pp.

Botnariuc, N., 1992. Evoluţionismul în impas? Editura Academiei Române, Bucureşti, 286 pp.

Botnariuc, N. şi Vădineanu, A., 1982. Ecologie. Editura didacticã şi pedagogicã, Bucureşti, 438 pp.

Braga, J.C. şi Riding, J., 2005. Calcareous algae. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 428-436.

Brasier, M.D., 2005. Precambrian. Prokaryote fossils. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam.

Briggs, D.E.G., Erwin, D.H. şi Collier, F.J., 1994. The Fossils of the Burgess Shale. Smithsonian Institution Press, Washington DC, 238 pp.

Brongniart, A., 1828. Historie des vegetaux fossiles, ou recherches botaniques et geologiques sur les vegetaux renfermes dans les divers couches du globe. Tome premier., 1. A. Ascher & Co., Amsterdam, 488 pp.

Bucur, I.I., 1997. Formaţiunile mesozoice din zona Reşiţa-Moldova Nouă, Cluj-Napoca, 214 pp.

Bucur, I.I., 1999. Stratigraphic significance of some skeletal algae (Dasycladales, Caulerpales) of the Phanerozoic, Depositional episodes and bioevents. Farinacci, A. & Lord, A.R., pp. 53-104.

Bucur, I.I., 2001. Nouvelles decouvertes de Dasycladales fossiles dans les depots du Cretace inferieur de la Zone de Reşiţa-Moldova Nouă (Carpates Meridionales, Roumanie). In: L. Olaru (Editor), 3rd Romanian National Symposium of Palaeontology. Acta Palaeontologica Romaniae. Vasiliana '98, Iaşi, pp. 41-52.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bucur, I.I., Filipescu, S. şi Săsăran, E. (Editors), 2001. Algae and carbonate platforms in western part of Romania, Cluj-Napoca, 221 pp.

Budyko, M., 1969. The effect of solar radiation on the climate of the Earth. Tellus, 21: 611-619.

Buican, D., 1993. Biognoseologie, evolution et revolution de la connaissance. Maison d'Edition All, Bucureşti, 118 pp.

Buican, D., 1994. Revoluţia evoluţiei. Editura ştiinţificã, Bucureşti, 320 pp.

Ceapoiu, N., 1980. Evoluţia speciilor. Editura Academiei, Bucureşti, 288 pp.

Ceapoiu, N., 1988. Evoluţia biologică. Microevoluţia şi macroevoluţia. Editura Academiei Române, Bucureşti, 304 pp.

Cocks, R.M., 2005. Precambrian. Overview. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 350-354.

Cocks, R.M., 2005. Silurian. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 184-193.

Cojocaru, I., 2005. Paleobiologie. Viaţa în timpurile geologice, 4. Editura Universităţii "Al. I. Cuza", Iaşi, 421 pp.

Conway-Morris, S. şi Whittington, H.B., 1979. The animals of the Burgess Shale. Scientific American, 241: 122-133.

Conway-Morris, S. şi Whittington, H.B., 1985. Fossils of the Burgess Shale. A national treasure in Yoho National Park, British Columbia. Miscellaneous Reports, 31 pp.

Cotillon, P., 1992. Stratigraphy. Springer Verlag, Berlin, 187 pp.

Cox, L.R., Castell, C.P. and Muir-Wood, H.M., 1962. British Mesozoic fossils. British Museum (Natural History), London, 205 pp.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Crane, P.R. şi Dilcher, D.L., 1984. Lesqueria: an early angiosperm fruiting axis from the Mid-Cretaceous. Annals of the Missouri Botanical Garden, 71(2): 384-402.

Damian, R., 2001. Geologie generală. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 186 pp.

Darwin, C., 1842. Geology of the voyage of the Beagle: the structure şi distribution of coral reef. Smith Elder & Co., London.

Darwin, C., 1844. Geological observations on the volcanic islands visited during the voyage of H.M.S. Beagle. Smith Elder & Co., London.

Darwin, C., 1846. Geological observations on South America. Smith Elder & Co., London.

Darwin, C., 1859. On the origin of species by means of natural selection, or on the preservation of favoured races in the struggle to survive. John Murray, London.

Dilcher, D.L. şi Crane, P.R., 1984. Archaeanthus: an early angiosperm from the Cenomanian of the western interior of North America. Annals of the Missouri Botanical Garden, 71(2): 351-383.

Dott, R.H. şi Prothero, D.R., 1994. Evolution of the Earth. McGraw-Hill, New York, 569 pp.

Dragastan, O., 1975. Upper Jurassic şi Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley Basin (East Carpathians). Memoires, 21: 7-87.

Dragastan, O., 1980. Alge calcaroase din Mesozoicul si Terţiarul României. Editura Academiei, Bucureşti, 169 pp.

Dragastan, O., Damian, R. şi Popa, M.E., 1997. Paleobotanică şi Palinologie. Editura Universităţii Bucureşti, Bucharest, 210 pp.

Dragastan, O., Petrescu, I. şi Olaru, L., 1980. Palinologie cu aplicaţii în geologie. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 419 pp.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dragastan, O., Popa, M.E. şi Ciupercianu, M., 1997. The Late Palaeozoic phytostratigraphy and palaeoecology of the Southern Carpathians (Romania), Primul Simpozion Naţional de Paleontologie, Bucureşti, pp. 57-64.

Dragomir, B.P., 1994. Geologie fizică generală. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 331 pp.

Dragomir, B.P. şi Androhovici, A., 1995. Geologie generală. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 192 pp.

Du Toit, A.L., 1937. Our wandering continents: a hypothesis of continental drifting. Oliver & Boyd, Edinburgh.

Eldredge, N. şi Gould, S.J., 1972. Punctuated equilibria: an alternative to phyletic gradualism. In: T.J. Schopf (Editor), Models in paleobiology. Freeman, Coper & Co., San Francisco, pp. 82-115.

Florin, R., 1951. Evolution in cordaites and conifers. Acta Horti Bergiani, 15(11): 285-388.

Fortey, R.A., 2000. Trilobite! Eyewitness to evolution. Harper Collins Publishers, London, 269 pp.

Fortey, R.A., 2005. Ordovician. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 175-184.

Gabbott, S.E., 2005. Lagerstatten. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 307-315.

Givulescu, R. şi Popa, M.E., 1998. Aninopteris formosa Givulescu et Popa, gen. et sp. nov., a new Liassic matoniaceous genus and species from Anina, Banat, Romania. Review of Palaeobotany and Palynology, 104: 51-66.

Glasspool, I., Edwards, D. şi Axe, L., 2004. Charcoal in the Silurian as evidence for earliest wildfire. Geology, 32(5): 381-383.

Gould, S.J., 1989. Woderful life. The Burgess Shale and the nature of history.

BCU MISTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Norton, 347 pp.

Grigorescu, D., 1980. Înaintea apariţiei omului, Bucureşti, 210 pp.

Grigorescu, D., 1994. The geoecological education and geological site conservation in Romania, Geological and Landscape Conservation, pp. 467-472.

Grigorescu, D., 1996. Geotope conservation in Romania, Future measure in a regional Carpato Balkan cooperation. Geologica Balcanica, 26: 87-90.

Grigorescu, D., 2003. Stratigrafie şi Geologie istorică. Partea I: Stratigrafie, 1. Ars Docendi, Bucureşti, 127 pp.

Grigorescu, D., 2005. Rediscovery of a "forgotten land". The last three decades of research on the dinosaur-bearing deposits from the Hateg Basin. Acta Palaeontologica Romaniae, 5: 191-204.

Grigorescu, D., 2006. "Geoparcul dinozaurilor Ţara Haţegului". De la cercetarea geologică la o strategie de dezvoltare durabilă a regiunilor. Anuarul Institutului Geologic, 74: 75-77.

Grigorescu, D. şi Andrăşanu, A., 2006. Haţeg Dinosaurs Geopark - A new strategy for sustainable development in Romania, Proceedings of the 4th EGN meeting, Crete, pp. 123-127.

Grigorescu, D., Lazăr, I., Andrăşanu, A. şi Melinte, M., 1999. Stratigrafie şi Geologie istorică. Caiet de lucrări practice. Ars Docendi, Bucureşti, 95 pp.

Grigorescu, D. şi Norman, D., 1990. Earth science conservation in Romania. Earth Science Condervation, 27: 6-8.

Hanganu, E., 1977. Paleontologia nevertebratelor. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 700 pp.

Harris, T.M., 1926. The Rhaetic flora of Scoresby Sound, East Greenland. Saertryk af Meddelelser on Gronland, LXVIII.

Harris, T.M., 1931. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 1:

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cryptogams (exclusive of Lycopodiales). Meddelelsler om Gronland, 2, Kobenhavn, 1-102 pp.

Harris, T.M., 1932. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 2: Description of seed plants Incertae sedis together with a discussion of certain cycadophyte cuticles. Meddelelser om Gronland, 85, Kobehavn, 1-112 pp.

Harris, T.M., 1932. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 3: Caytoniales and Bennettitales. Meddelelser om Gronland, 85, Kobenhavn, 1-133 pp.

Harris, T.M., 1935. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 4: Ginkgoales, Coniferales, Lycopodiales and isolated fructifications. Meddelelser om Gronland, 112, Kobenhavn, 1-176 pp.

Harris, T.M., 1937. The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. Part 5: Stratigraphic relations of the plant beds. Meddelelser om Gronland, 112, Kobenhavn, 1-114 pp.

Harris, T.M., 1961. The Yorkshire Jurassic Flora. Part 1: Thallophyta and Pteridophyta, 1. British Museum (Natural History), London, 212 pp.

Harris, T.M., 1964. The Yorkshire Jurassic Flora. Part 2: Caytoniales, Cycadales and Pteridospermales, 2. British Museum (Natural History), London, 1-192 pp.

Harris, T.M., 1974. The Yorkshire Jurassic Flora. Part 4: Ginkgoales and Czekanowskiales, 4. British Museum (Natural History), London, 150 pp.

Harris, T.M., 1979. The Yorkshire Jurassic Flora. Part 5: Coniferales, 5. British Museum (Natural History), London, 166 pp.

Hays, J.D., Imbrie, J. şi Shackelton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages. Science, 194: 1121-1131.

Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P. şi Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. Science, 281: 1342-1346.

Hughes, N.C. şi Heim, N.A., 2005. Cambrian. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 163-175.

Hutton, J., 1795. Theory of the Earth, with proof and illustrations. Cadell & Davies, London.

Iordan, M., 1973. Studiul faunei devonian inferioare din Dealurile Bujoarele (Unitatea de Măcin, Dobrogea de Nord). Dări de Seamă ale Şedinţelor, LX: 33-70.

Krassilov, V.A. şi Rasnitsyn, A.P., 1997. Pollen in the guts of permian insects: first evidence of pollinivory and its evolutionary significance. Lethaia, 29: 369-372.

Kvacek, J. şi Dilcher, D., 2000. Comparison of Cenomanian floras from Western Interior North America and Central Europe. Acta Universitatis Carolinae - Geologica, 44(1): 17-38.

Lăzărescu, V., 1980. Geologie fizică. Ed. Tehnică, Bucureşti, 512 pp.

Lazăr, I., 2006. Jurasicul mediu din Bucegi - versantul vestic - paleontologie şi paleoecologie. Ars Docendi, Bucureşti, 185 pp.

Lemoigne, Y., 1988. La flore au cours des temps geologiques. Part IV. Geobios, spec. mem 10, 2, Lyon, 296 pp.

Lemoigne, Y., 1988. La flore au cours des temps geologiques. Parts I-III. Geobios, mem. spec. 10, 1. CNES, Lyon, 384 pp.

Lucas, S.G., 2005. Pangaea. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 225-228.

Lucas, S.G. şi Orchard, M.J., 2005. Triassic. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 344-351.

Lyell, C., 1830. Principles of Geology. John Murray, London.

Macarovici, N., 1968. Geologia Cuaternarului. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 234 pp.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Macarovici, N. şi Turculeţ, I., 1972. Paleontologia stratigrafică a României. Editura Tehnică, Bucureşti, 263 pp.

MacLeod, N., 2005. Cretaceous. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 360-372.

MacLeod, N., 2005. End Cretaceous extinctions. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 372-385.

Margulis, L. şi Schwartz, K., 1988. Five Kingdoms. W.H. Freeman & Comp., New York, 376 pp.

McGhee, G.R., 2005. Devonian. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 194-200.

Meszaros, N., 1990. Cuaternar. Curs pentru studenţii geologi şi geografi. Universitatea "Babeş-Bolyai", Cluj-Napoca, 208 pp.

Meyen, S., 1987. Fundamentals of Palaeobotany. Chapman şi Hall, London, 432 pp.

Milankovitch, M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Special Publication.

Mutihac, V., Stratulat, M.I. şi Fechet, R.M., 2004. Geologia României. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 249 pp.

Muţiu, R., 1991. On the presence of the cambrian in the Moesian platform (România). Revue Roumaine de Geologie(1): 85-93.

Neagu, T., 1979. Micropaleontologie, protozoare, 1. Editura Tehnică, Bucureşti.

Neagu, T., 1989. Micropaleontologie, metazoare. Editura Tehnică, Bucureşti, 285 pp.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Neagu, T., 2005. Centenarul Laboratorului de Paleontologie, Acta Palaeontologica Romaniae. Ars Docendi, Bucureşti, pp. 7-8.

Neagu, T. şi Dragomir, B.P., 1982. Determinator practic de micropaleontologie. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 159 pp.

Neagu, T. şi Georgescu-Donos, M.O., 1973. Characee eocretacice din Dobrogea de sud (Valea Akargea-Peştera). Studii şi cercetări de geologie geofizică geografică(1): 171-185.

Neagu, T., Lazăr, I. şi Cârnaru, P., 2002. Paleozoologia nevertebratelor. Paleozoologia vertebratelor, 1. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 192 pp.

Neagu, T., Lazăr, I. şi Cârnaru, P., 2003a. Paleozoologia nevertebratelor. Paleozoologia vertebratelor, 2. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 210 pp.

Neagu, T., Lazăr, I. şi Cârnaru, P., 2003b. Paleozoologia nevertebratelor. Paleozoologia vertebratelor, 3. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 331 pp.

Nistor-Hanganu, E., Manoliu, E., Grigorescu, D. şi Dragomir, B.P., 1982. Paleontologie, lucrări practice. Editura Univrsităţii din Bucureşti, Bucureşti, 289 pp.

Nistor-Hanganu, E., Şuraru, N. şi Grigorescu, D., 1983. Paleontologie. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 496 pp.

Oaie, G., 1999. Structuri sedimentare biogene (trace fossils) în depozitele paleozoice ale Dobrogei de Nord. Studii şi Cercetări de Geologie, 43-44: 59-68.

Page, K.N., 2005. Jurassic. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 352-360.

Palmer, D., 1999. Atlasul lumii preistorice. Aquila '93, Oradea, 224 pp.

Palmer, D., 2003. Fossil revolution. The finds that changed our view of the past.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Collins, London, 144 pp.

Pauliuc, S. şi Dinu, C., 1985. Geologie structurală. Editura Tehnică, Bucureşti, 340 pp.

Petrescu, I., 1990. Perioadele glaciare ale Pământului. Editura Tehnică, Bucureşti, 251 pp.

Petrescu, I. şi Dragastan, O., 1981. Plante fosile. Introducere în Paleobotanică. Dacia, Cluj-Napoca, 470 pp.

Petrescu, I. et al., 1987. Geologia zăcămintelor de cărbuni, 2. Editura Tehnică, Bucureşti, 386 pp.

Pop, E., 1993. Monografia geologică a bazinului Petroşani. Ed. Acad. Ro., Bucureşti, 300 pp.

Popa, M.E., 1992. The Early Liassic of Anina: New Paleobotanical Aspects. Documenta Naturae, 1-3(74): 1-9.

Popa, M.E., 1999. The Early Permian Megaflora from the Reşiţa Basin, South Carpathians, Romania, 5th EPPC. Acta Palaeobotanica. W. Szafer Institute of Botany, Krakow, pp. 47-59.

Popa, M.E., 2000a. Early Jurassic land flora of the Getic Nappe, University of Bucharest, Bucharest, 258 pp.

Popa, M.E., 2000b. Aspects of Romanian Early Jurassic palaeobotany and palynology. Part III. Phytostratigraphy of the Getic Nappe. Acta Palaeontologica Romaniae, 2: 377-386.

Popa, M.E., 2000c. First find of Mesozoic tetrapod tracks in Romania. Acta Palaeontologica Romaniae, 2: 387-390.

Popa, M.E., 2000d. The Polytechnics subway station: rudists in the heart of Bucharest. Acta Palaeontologica Romaniae, 2: 391-396.

Popa, M.E., 2001. Aspects of Romanian Early Jurassic palaeobotany and palynol-

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ogy. Part IV. A new species of Weltrichia from Anina. Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologie, XLVI(2): 69-76.

Popa, M.E., 2001. Ponor SSSI (Site of Special Scientific Interest). Lower Jurassic Paleoflora. In: I.I. Bucur, Filipescu, S., Săsăran, E. (Editor), Algae and carbonate platforms in western part of Romania. Field trip guidebook. Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca, pp. 167-171.

Popa, M.E., 2003. Geological heritage values in the Iron Gates Natural Park, Romania. In: M. Pătroescu (Editor), ICERA 2003. Ars Docendi Publishing House, Bucureşti, pp. 742-751.

Popa, M.E., 2005. Aspects of Romanian Early Jurassic Palaeobotany and Palynology. Part VI. Anina, an exceptional locality. Acta Palaeontologica Romaniae, 5: 375-378.

Popa, M.E., 2005. Aspects of Romanian Palaeozoic palaeobotany and palynology. Part II. Overview of the Upper Carboniferous formations in the South Carpathians. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft fur Geowissenschaften, 156(3): 415-430.

Popa, M.E., Pătroescu, M., Popescu, V. şi Tetelea, C., 2004. Geological heritage of Iron Gates Natural Park: between preservation and destruction. Drobeta, 14: 7-10.

Popa, M.E. şi Van Konijnenburg - Van Cittert, J.H.A., 1999. Aspects of Romanian Early Jurassic palaeobotany and palynology. Part I. In situ spores from the Getic Nappe, Banat, Romania, 5th EPPC. Acta Palaeobotanica. W. Szafer Institute of Botany, Krakow, pp. 181-195.

Popa, M.E. şi Van Konijnenburg - Van Cittert, J.H.A., 2006. Aspects of Romanian Early - Middle Jurassic palaeobotany and palynology. Part VII. Successions and floras. Progress in Natural Sciences, 16: 203-212.

Preda, I., Iordache, S. şi Androhovici, A., 1994. Geologia zăcămintelor de cărbuni. Partea a III-a. Geofizica de sondă pentru cărbuni. Partea a IV-a. Hidrogeologia şi cărbunii, 2. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 144 pp.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Preda, I., Turculeţ, I., Bădăluţă, A., Barus, T. şi Androhovici, A., 1994. Geologia zăcămintelor de cărbuni. Partea a II-a. Răspândirea zăcămintelor de cărbuni, 2. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 392 pp.

Preda, I., Turculeţ, I., Barus, T. şi Androhovici, A., 1993. Geologia zăcămintelor de cărbuni. Partea I. Introducere în Geologia cărbunelui, 1. Editura Universităţii din Bucureşti, Bucureşti, 428 pp.

Rădulescu, D. şi Anastasiu, N., 1979. Petrologia rocilor sedimentare. Editura Didactică şi Pdeagogică, Bucureşti, 483 pp.

Rădulescu, D.P., 1976. Vulcanii astăzi şi în trecutul geologic. Editura Tehnică, Bucureşti, 269 pp.

Răileanu, G., 1953. Cercetări geologice în regiunea Sviniţa-Faţa Mare. Bul. Şt., 5(2): 307-409.

Răileanu, G. şi Pauliuc, S., 1969. Geologie generală. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Rădulescu, D. şi Săndulescu, M., 1973. The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. Tectonophysics, 16: 155-161.

Rădulescu, D. şi Dumitrescu, R., 1982. Petrologia endogenã a teritoriului României, Bucureşti, 120 pp.

Retallack, G.J., 1991. Soils of the past. An introduction to paleopedology. Harper Collins Academic, London, 520 pp.

Retallack, G.J. şi Dilcher, D., 1981. Early angiosperm reproduction: Prisca reynoldsii gen. et sp. nov. from mid-Cretaceous coastal deposits in Kansas, USA. Palaeontographica Abt. B, 179: 103-137.

Sankaran, A.V., 2003. Neoproterozoic 'snowball earth' and the 'cap' carbonate controversy. Current Science, 87(7): 871-874.

Saulea, E., 1967. Geologie istorică. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, 837 pp.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Săndulescu, M., 1984. Geotectonica României. Editura Tehnică, Bucureşti, 336 pp.

Scott, A.C., 2005. Carboniferous. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 200-213.

Seghedi, A., Popa, M.E., Oaie, G. şi Nicolae, I., 2001. The Permian system in Romania. In: G. Cassinis (Editor), Permian continental deposits of Europe and other areas. Regional reports and correlations, Brescia, pp. 281-293.

Semaka, A., 1963. Despre vîrsta formaţiunii de Schela, Congr. Geol. Carp. Balk., V-eme Congr. Assoc. Geol. Carp. Balk., Bucureşti, pp. 165-173.

Semaka, A., 1970. Studii asupra florei devoniene de la Ideg. 53, Institutul Geologic al României, Bucureşti.

Semaka, A., Huică, I. şi Georgescu, L., 1972. Noi puncte cu plante liasice în Formaţiunea de Schela (Carpaţii Meridionali). Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie, Secţia geologie, 17(2): 435-440.

Simionescu, I., 1924. Fauna devonică din Dobrogea. Mem. secţ. ştiinţ. Acad. Rom., 3(2): 1.

Simpson, G.G., 1949. The meaning of evolution. Bantam, 333 pp.

Sporne, K.R., 1965. The morphology of gymnosperms; the structure and evolution of primitive seed-plants. Hutchinson University Library, London, 216 pp.

Sporne, K.R., 1975. The morphology of angiosperms: the structure and evolution of flowering plants. St. Martin's Press, New York, 207 pp.

Sporne, K.R., 1975. The morphology of Pteridophytes, London, 191 pp.

Stanley, S.M., 1986. Earth and life through time. W. H. Freeman, New York, 690 pp.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Stewart, W.N. şi Rothwell, G.R., 1993. Paleobotany and the evolution of plants. Cambridge University Press, Cambridge, 521 pp.

Sun, G., Dilcher, D.L., Zheng, S. şi Zhou, Z., 1998. In Search of the First Flower: A Jurassic Angiosperm, Archaefructus, from Northeast China, Science. American Association for the Advancement of Science, pp. 5394.

Sun, G. et al., 2002. Archaefructaceae, a new basal angisoperm family, Science, pp. 899-904.

Sun, G., Zheng, S., Dilcher, D.L., Wang, Y. şi Mei, S., 2002. Early angiosperms and their associated plants from Western Liaoning, China. Scientific and Technological Education Publishing House, Shanghai, 228 pp.

Şeclăman, M., Marin, C. şi Luca, A., 1999. Introducere în geologie generală. Goeland, Bucureşti.

Tătărâm, N., 1984. Geologie stratigrafică şi paleogeografie. Mesozoic şi Cainozoic, 2. Editura Tehnică, Bucureşti, 495 pp.

Tătărâm, N., 1988. Geologie stratigrafică şi paleogeografie. Precambrian şi Paleozoic, 1. Editura Tehnică, Bucureşti, 354 pp.

Taylor, T.N. şi Taylor, E.L., 1993. The biology and evolution of fossil plants. Prentice Hall, New Jersey, 982 pp.

Traverse, A., 1988. Paleopalynology. Unwin Hyman, Boston, 600 pp.

Twitchett, R.J., 2005. End Permian extinctions. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 219-225.

Ţicleanu, N. şi Pauliuc, S., 2003. Geologie generală. Editura Universitară, Bucureşti, 207 pp.

Vakhrameev, V., 1991. Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 318 pp.

BCU MAST / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Van Konijnenburg - Van Cittert, J.H.A. şi Morgans, H.S., 1999. The Jurassic flora of Yorkshire. Palaeontological Association field guides to fossils, 8. The Palaeontological Association, London, 134 pp.

Velenovsky, J., 1885. Die Gymnospermen der Bohmischen Kreideformation, Prague, 34 pp.

Velenovsky, J. şi Viniklar, L., 1926. Flora Cretacea Bohemiae, Prague, 111 pp.

Von Freese, R.R. et al., 2006. Permian-Triassic mascon in Antarctica. EOS Trans. AGU.

Wegener, A., 1926. Palogeographische Darstellung der Theorie der Kontinentalverschiebungen. In: E. Dacque (Editor), Palogeographie. F. Deuticke, Leipzig, pp. 171-189.

White, M., 1998. The Greening of Gondwana. Kangaroo Press, Sidney, 256 pp.

Wicander, R. şi Monroe, J.S., 1993. Historical Geology, 640 pp.

Wignall, P.B., 2005. Permian. In: R.C. Selley, R.M. Cocks and I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam, pp. 214-218.

Willis, K.J. şi McElwain, J.C., 2002. The Evolution of Plants. Oxford University Press, Oxford, 378 pp.

Xiao, S., 2005. Precambrian. Eukaryote fossils. In: R.C. Selley, R.M. Cocks şi I.R. Plimer (Editors), Encyclopedia of Geology. Elsevier Academic Press, Amsterdam.

Yanev, S., Popa, M.E., Seghedi, A. şi Oaie, G., 1999. Overview of the continental Permian deposits of Bulgaria and Romania. In: G. Cassinis (Editor), Permian continental deposits of Europe and other areas. Regional reports and correlations, Brescia, pp. 269-279.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Anexa 1: Scara timpului geologic.

PHANEROZOIC	NEOZOIC	Cuaternar	Holocen	0Ma
			Pleistocen	
		Neogen	Pliocen	
			Miocen	
		Paleogen	Oligocen	
			Eocen	
			Paleocen	65Ma
	MESOZOIC	Cretacic	Superior	
			Mediu	
			Inferior	
		Jurasic	Superior	
			Mediu	
			Inferior	
		Triasic	Superior	
			Mediu	
			Inferior	245Ma
	PALEOZOIC	Permian	Superior	
			Inferior	
		Carbonifer	Superior	
			Inferior	
		Devonian	Superior	
			Mediu	
			Inferior	410Ma
		Silurian	Superior	
			Inferior	
		Ordovician	Superior	
			Mediu	
			Inferior	
		Cambrian	Superior	
			Inferior	540Ma
CRYPTOZOIC	PROTEROZOIC	Vendian	Superior	1000Ma
			Mediu	1800Ma
			Inferior	2500Ma
	ARHAIC		Arhaic s.s.	
			Hadean	4650Ma

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tiparul s-a executat sub c-da nr. 3265/ 2013 (cont tiraj)
la Tipografia Editurii Universității din București

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cartea domnului Dr. Mihai E. Popa este o lucrare elaborată cu temeinică cunoaștere științifică și pricepere didactică, adresată studenților geografi și biologi, din a căror pregătire teoretică și practică Geologia și Paleontologia nu ar trebui să lipsească. Din acest punct de vedere, lucrarea umple un gol resimțit în pregătirea studenților geografi și biologi și anume abordarea prin conexiunile lor firești a științelor Pământului și a științelor Vieții.

Profesor Dr. Dan A. Grigorescu

UNIVERSITATEA "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

9 789737 372987

Lcin 29.